

**GEOLOGISCH - PETROGRAPHISCHE
UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN
AM SÜDOSTRAND DES MENDERES-MASSIVS
IN WESTANATOLIEN/TÜRKEI**

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
der
Abteilung für Geowissenschaften
an der Ruhr-Universität Bochum

vorgelegt von
Dipl. Geol. Erol Alkanoglu
aus Mardin / Türkei

Bochum 1978

1979



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546403_0015

GEOLOGISCH - PETROGRAPHISCHE UND GEOCHEMISCHE
UNTERSUCHUNGEN AM SÜDOSTRAND
DES MENDERES - MASSIVS
IN WESTANATOLIEN/TÜRKEI

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften

der

Abteilung für Geowissenschaften
an der Ruhr - Universität Bochum

vorgelegt von

Dipl. Geol. Erol Alkanoglu

aus Mardin/TÜRKEI

Bochum, 1978

Angefertigt mit Genehmigung der Fakultät
der Abteilung für Geowissenschaften an
der Ruhr-Universität Bochum

1. Referent: Prof. Dr. Werner Schreyer
2. Referent: Prof. Dr. N.D. Chatterjee
3. Referent: Prof. Dr. Dr. Hottes

Tag der mündlichen Prüfung: 7 Februar 1979



Mineralogisches Institut der Abteilung für
Geowissenschaften an der Ruhr-Universität
Bochum

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort

Öz

I	EINLEITUNG	1
II	MORPHOGRAPHISCHER ÜBERBLICK	3
III	BISHERIGE ARBEITEN ÜBER DAS MENDERES-MASSIV	6
IV	UNTERSUCHUNGSMETHODEN	10
	IV.1 Geländearbeit und Probenvorbereitung	10
	IV.2 Chemische und physikalische Untersuchungsmethoden	11
V	GEOLOGIE	17
	V.1 Geologischer Aufbau und regionale Stellung des Menderes-Massivs	17
	V.2 Lithostratigraphie des Untersuchungsgebietes	18
	V.2.A Kernkristallin	21
	V.2.B Schieferhülle	26
	V.3 Tektonik	35
	V.3.1 Lithologische Grenzen	35
	V.3.2 Schieferung	37
	V.3.3 Faltung	38
	V.3.4 Klüftung	40
	V.3.5 Störungen	41
VI	PETROGRAPHIE	
	VI.1 Gesteine des Kernkristallins	43
	VI.1.1 Augengneis	43
	VI.1.2 Stark geschieferter Augengneis	47
	VI.1.1,2 Mikroskopische Mineralbeschreibung der Augen- gneise und stark geschieferten Augengneise	50
	VI.1.3 Metagranit	58
	VI.1.4 Feinkörniger Biotit-Muscovit-Plagioklas-Gneis	65
	VI.1.5 Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneis	75
	VI.1.6 Disthen-Glimmer-Gneis	81
	VI.1.7 Titanit-Biotit-Schiefer	83
	VI.1.8 Biotit-Muscovit-Granat-Gneis und Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer	84
	VI.1.9 Amphibolit	92

VI.2	Gesteine der Schieferhülle mit Ausnahme der Smirgel	94
VI.2.1	Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer	94
VI.2.2	Ilmenit-führender Phyllit	96
VI.2.3	Quarzite mit Zwischenlagen von Glimmerschiefern	96
VI.2.4	Marmor-Bänder und -Linsen mit Kalkglimmerschiefern	98
VI.2.5	Wechselfolge verschiedener Schiefer	98
VI.2.6	Kalksilikatschiefer mit Serpentin-Linsen	100
VI.2.7	Dolomitmarmor	104
VI.2.8	Calcitmarmor	104
VI.2.9	Mikroskopische Beschreibung der Gesteine der Schieferhülle	104
VII	SMIRGELLAGERSTÄTTEN DER SCHIEFERHÜLLE	114
VII.1	Geographische und geologische Lage	114
VII.1.1	Smirgellagerstätten von Ismaildag	115
VII.1.2	Smirgellagerstätten von Elmacikköyü	116
VII.1.3	Smirgellagerstätten von Ciklik Tepe	116
VII.1.4	Sonstige Smirgellagerstätten	116
VII.2	Petrographische Untersuchungen	117
VIII	GEOCHEMIE DER METAMORPHITE	134
VIII.1	Einleitung	134
VIII.1.1	Erläuterung der Tabellen und Diagramme	134
VIII.2	Geochemie der Metamorphite mit Ausnahme der Smirgel	136
VIII.2.1	Hauptelemente	136
VIII.2.2	Spurenelemente	141
VIII.3	Geochemie der Smirgel	147
VIII.4	Diskussion der Ergebnisse der chemischen Untersuchungen	150
IX	METAMORPHOSE AM SÜDOSTRAND DES MENDERES-MASSIVS	152
IX.1	Erdgeschichtliche Entwicklung	152
IX.2	Karte der Verbreitung der Paragenesen	153
IX.3	Abschätzung der P,T-Bedingungen der jüngsten Metamorphose	155
X	ZUSAMMENFASSUNG	158

Literaturverzeichnis

Anhang : Chemische Gesteinsanalysen

Geologische Karte

Geologische Karte mit Entnahmeorten der analysierten Proben

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde unter der Betreuung von Herrn Professor Dr. W. Schreyer am Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum durchgeführt. Ihm danke ich für sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit. In zahlreichen Diskussionen, besonders bei der gemeinsamen Geländebegehung zusammen mit Herrn Professor Dr. E. Izdar, bekam ich von ihm wertvolle Anregungen und Hilfe.

Herrn Professor Dr. R. Brinkmann sei für die fachkundige Auswahl des Themas und des kartierten Gebietes gedankt.

Das Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) in Ankara ermöglichte durch ein großzügiges Stipendium und durch logistische Hilfen - hier sei besonders die tatkräftige Unterstützung durch Herrn Dr. E. Binoöl genannt - die Durchführung der Arbeit.

Herr Dr. K. Abraham führte in dankenswerter Weise die Mikrosondenanalysen durch.

Meinen Kollegen Frau Dr. I. Abs-Wurmbach, Herrn Dr. P. Blümel, Frau Dr. D. Lattard, Herrn Dr. O. Medenbach, Herrn Dr. W. Ohnmacht, Herrn Dr. V. Schenk, Herrn Dr. H. D. Trochim, Herrn A. Topcu und Herrn Dr. G. Werdning möchte ich an dieser Stelle für die zahlreichen, fruchtbaren Diskussionen und die tatkräftige Unterstützung bei der Fertigstellung der Arbeit danken.

Herrn H. Bauszus, Frau A. Klefken, Herrn P. Kubath, Herrn H. Kubilun, Herrn G. Olesch und ganz besonders meiner lieben Frau danke ich herzlich für die wertvolle technische Hilfe bei der Anfertigung der Zeichnungen, der chemischen Analysen, der photographischen Arbeiten und der Herstellung der Dünnschliffe.

Menderes masifinin güneydoğu kanadını oluşturan ve metamorfik kayalardan oluşan alanın (yaklaşık 160 m²) ilk kez 1:25.000 ölçekli jeolojik ve petrografik haritası hazırlanmıştır.

Menderes masifinin bir kısmını oluşturan inceleme alanındaki metamorfikler, daha önceki yer bilimciler gibi: ÇEKİRDEK (=Kern) ve ŞİSTÖRTÜSÜ (=Schieferhülle) kavramları kullanılarak etüdü edilmiştir. Çoğunluğu gözlügnays olmak üzere metagranit, çeşitli gnayslar ve şistlerden oluşan çekirdek; mikaşistler, kuvarzitler, mermer mercek ve bantlı kalkışistler ve zımpara taşı mercekli mermerlerin oluşturduğu ve şistörtüsü ismi altında toplanan metamorfikler tarafından çevrilidirler. Metamorfik kayalar Alt Tersiyer'de yeryer konglomera ve diğer çökellerle uyumsuz olarak kaplanmıştır.

Jeokimyasal inceleme sonucu; gözlügnaysların ortokayaç kökenli ve zımpara taşlarının ise eski karstboksitler oldukları belirlenmiştir.

İnceleme alanının petrolojisi sonucunda; indeksminerallere dayanılarak tipik mineralparagenesleri belirlenmiştir. Bir kısım tipik mineralparageneslerin reaksiyon eğrileri, basınç (P) ve ısı (T) diyagramında gösterildiğinde: Menderes masifinin güneydoğu kanadındaki çekirdeği oluşturan gnayslarda 6 1/2 kilobar basınç ve en az 640°C'ye varan bir metamorfizmanın varlığı ortaya çıkar.

İnceleme alanındaki mineral dağılımı ve parageneslere göre; inceleme alanının güneydoğu kısmında metamorfizmanın düşük ve kuzeybatı kesimlerinde ise metamorfizmanın yüksek olduğudur. Kısaca; metamorfizma derecesi, şistörtüsünden çekirdeğe doğru gidildiğinde artmaktadır. Bu metamorfizma artışı petrografik olarak, çalışma alanının güneydoğusundaki fillitler ile mikaşistlerin ve kuzeybatıdaki gnaysların varlığı ile de doğrulanmaktadır.

Bu çalışma Maden-Tetkik ve Arama Enstitüsü'nün yurtdışı doktora bursu ile gerçekleştirilmiştir. Maddi olanağın temini ve gerekli anlayışın gösterilmesinden dolayı MTA-Enstitüsü Direktörüne ve arazi çalışmalarını yapma olanağını sağlayan Jeoloji-Dairesi Müdürüne teşekkür ederim.

I EINLEITUNG

Das Menderes-Massiv in Westanatolien/Türkei ist wahrscheinlich nach den Flüssen Klein- und Groß-Menderes benannt, die dieses Gebiet durchfließen (EGERAN und YENER, 1944). Das Massiv bedeckt eine ovale Fläche, deren Längsachse sich in NE - SW Richtung erstreckt.

Der geologisch - petrographische und tektonische Aufbau des Menderes-Massivs wurde von HAMILTON (1840), TSCHIHATSCHEFF (1867), GRÜTZNER (1908), PHILIPPSON (1910 - 1915), EGERAN und YENER (1944), ÖNAY (1949), WIPPERN (1962, 1964, 1965), SCHUILING (1958, 1962), GRACIANSKY (1966), KETIN (1966), BRINKMANN (1967, 1971, 1975), IZDAR (1969), SCOTFORD (1969), BASARIR (1970), DÜRR (1975), AKAT et al. (1975) und DORA (1972, 1976) bearbeitet. In seinen Untersuchungen, die sich auf den südlichen und südöstlichen Rand des Menderes-Massivs beschränkten, hat PHILIPPSON (1915) zwei Teile herausgestellt: Den Kern und die Randzone, die später auch Schieferhülle genannt wurde. Diese Gliederung wurde auch von ÖNAY (1949), GRACIANSKY (1966), SCHUILING (1962), BRINKMANN (1967) und IZDAR (1969) übernommen.

Das Kernkristallin besteht hauptsächlich aus Ortho- und Para-Gneisen, Amphiboliten, Graniten und Migmatiten. Die Schieferhülle umgibt das Kernkristallin und besteht aus Glimmerschiefern, Quarziten, Phylliten, Kalkschiefern und Marmoren. Sie bilden den jüngsten Teil des Menderes - Massivs (ÖNAY, 1949). Nach ÖNAY, 1949; SCHUILING, 1962 und IZDAR, 1969 hat in der Kernzone eine hochgradige Metamorphose stattgefunden; in der Schieferhülle beobachteten diese Autoren eine Abnahme des Metamorphosegrades. Die Mineralparagenesen der Schieferhülle gehören der Grünschiefer- und Almandin-Amphibolit-Fazies an (SCHUILING, 1962; GRACIANSKY, 1966; IZDAR, 1969; BASARIR, 1970; AKAT et al. 1975 und DORA, 1976).

Wenn auch die Geologie des Menderes-Massivs nach dem oben gegebenen Schema einfach aussieht, so werden doch die Art des Kontakt zwischen Kernkristallin und Schieferhülle, die Entstehungsgeschichte, das Alter und die Metamorphosegrade der einzelnen Metamorphite bis heute noch heftig diskutiert.

Das Untersuchungsgebiet für die hier vorgelegte Arbeit wurde so ausgewählt, daß es sowohl Kernkristallin als auch Schieferhülle nebeneinander enthält. Es liegt am südöstlichen Rand des Menderes-Massivs, von dem nur eine geologische Kartierung im Maßstab 1:100 000 vorlag (ÖNAY, 1949).

In Rahmen dieser Arbeit wurde in den Sommern 1972-1974 eine geologisch - petrographische Kartierung im Maßstab 1:25 000 als Grundlage für die petrographische Bearbeitung durchgeführt und eine große Zahl von Proben gesammelt.

Das Hauptziel der petrographischen Untersuchungen war es, die Metamorphose des Kernkristallins und der Schieferhüllengesteine mineralfaziell einzustufen. Daneben sollten die von TSCHIHATSCHOFF (1867), PHILIPPSON (1910-1915), KRÄMER (1907), MÜLLER (1916), ÖNAY (1949) und WIPPERN (1964) untersuchten Smirgellagerstätten der Randzone des Menderes-Massivs erneut bearbeitet werden. Das Ziel dieser Detailuntersuchung war die Klärung der stratigraphischen-tektonischen Stellung und der Genese dieser Lagerstätten.

Bei den geochemischen Untersuchungen der Gesteine des Menderes-Massivs stand das Problem ihrer Einordnung als Para- oder Ortho-Gesteine im Vordergrund.

II MORPHOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Der Teil des Menderes-Massivs, der Gegenstand dieser Untersuchung ist, liegt im SW der Türkei, zwischen den Provinzhauptstädten Aydın und Muğla auf Blatt N 20-a₂ der topographischen Karte der Türkei (Abb. 1).

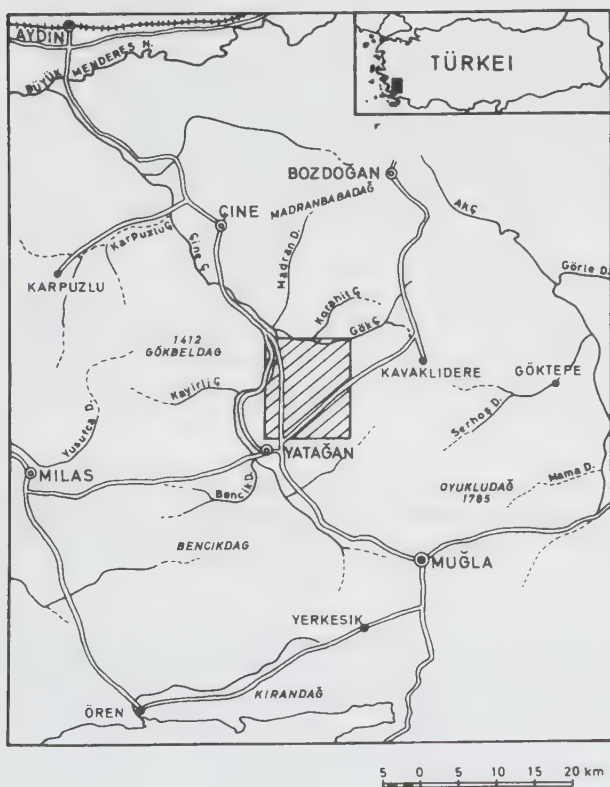


Abb. 1 : Lageskizze des Untersuchungsgebietes. Die kartierte Fläche ist schraffiert eingezeichnet.

Die Landschaft in diesem Teil des Menderes-Massivs ist morphologisch stark gegliedert; das Relief ist steil und reicht von 200 m über NN im Tal des Karamcı bis zu 1066 m über NN am Gipfel des İsmaildağ. Drei große morphologische Einheiten sind klar unterscheidbar, die den geologischen Unterbau widerspiegeln. Im Nordwesten, im Gebiet des Kernkristallins, trifft man auf eine nach Westen ansteigende Einheit, die durch die Flüsse Karamcı, Kemer und Deli gegliedert wird. Die Landoberfläche ist von zahlreichen Blockmeeren bedeckt und mit niedriger Vegetation, meist Buschwerk, bewachsen. Nach SE schließt sich mit der Schieferhülle ein flachhügeliges Gebiet mit etwas reicherer Vegetation an. Dieser Gürtel wird durch die morphologisch stark hervortretenden Marmore von einem zweiten flachhügeligen Gipfel im äußersten SE des kartierten Gebietes, das auch der Schieferhülle zuzurechnen ist, getrennt. Das Gebiet der Marmore besteht aus einer ausgeprägten Gebirgskette mit Gipfelhöhen bis über 1000 m, die sich von NE nach SW erstreckt. Die wichtigsten Erhebungen sind: İsmaildağ (1066 m), Yaran T. (951 m), Kenel T. (847 m) und Cıklık T. (734 m). Im Bereich des Kernkristallins werden dagegen nur Höhen bis zu 649 m am Sarı-cim T. erreicht.

Der deutliche Unterschied im Bewuchs zwischen den vegetationsarmen Calcitmarmoren und den etwas bewachsenen Dolomitmarmoren der Schieferhülle kann als Hilfe beim Kartieren dienen.

Im Nordwesten, in dem Gebiet der Augengneise des Kernkristallins, aber auch außerhalb des bearbeiteten Bereichs im Osten des Bafa-Sees ist eine interessante Verwitterungsform zu beobachten. Neben der normalen Granitverwitterung, die zu ebenen Flächen oder wollsackförmigen Blöcken führt, kommt es auch zur Bildung von Tafonis (nach „pietra tafonata“ aus dem korsischen Sprachgebrauch, WILHELMY (1958)). Dabei verwittern wollsackförmige Blöcke von dem Zentrum und der Unterseite beginnend, bis nur noch ein schaliges Gebilde erhalten bleibt. Die ellipsoidischen bis kugeligen Hohlfor-

men erreichen einen Durchmesser von 2-3 m (Abb. 2). Stehen diese Gebilde auf mehreren fußartigen Relikten, so nennt



Abb. 2 : Tafoni im Anfangstadium. Der Block wurde sekundär verstellt, wodurch die Unterseite sichtbar wurde. NE' Bucak (östlich des Bafa-Sees).

man sie auch Basis-Tafoni (FAIRBRIDGE, 1968). Zum Teil kommt es durch das Übereinanderstehen mehrerer solcher Basis-Tafonis zu sich nach oben verjüngenden, pyramidenartigen Formen.

Die Genese der Tafonis ist noch umstritten. Die Deutungen reichen von unterschiedlicher primärer chemischer Zusammensetzung innerhalb der Blöcke über chemische Reaktionen während der Verwitterung bis hin zu physikalischen Mechanismen wie z.B. Temperaturgradienten und den daraus resultierenden Spannungen. Am wahrscheinlichsten ist es aber wohl, daß Porenwasser, die sich als Folge von Regenfällen oder Nachttau im Gestein ansammeln, durch die intensive Sonneneinstrahlung des mediterranischen Klimabereichs in der oberflächennahen Schicht schnell austrocknen. In dem sehr viel länger feuchten Inneren schreitet dann die Verwitterung wesentlich schneller voran.

III BISHERIGE ARBEITEN ÜBER DAS MENDERES-MASSIV

Das Menderes-Massiv wurde in einer Vielzahl von Arbeiten geologisch und mineralogisch untersucht. Eine der ersten Beschreibungen stammt von HAMILTON (1840). 1853 überquerte TSCHIHATSCHEFF das gesamte Massiv in einem N-S-Profil von Armutlu über Aydin nach Milas und gab in einer Arbeit von 1867 eine Beschreibung der Gneise und Glimmerschiefer.

Die erste geologische Karte des Menderes-Massivs wurde im Jahre 1910 - 1915 von PHILIPPSON angefertigt, der herausfand, daß hier eine komplexe Struktur mit einem kristallinen Kern und einer Randzone aus metamorphen Schiefern vorliegt. Er bezeichnet das Gebiet noch als "Lydisch-Karisches Massiv". Als Synonym dafür tauchte der Name "MENDERES MASSIV" erstmals bei EGERAN und YENER (1944) in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Türkei (Blatt İzmir) auf. Weiterhin behandelte PHILIPPSON in seiner Arbeit "Karien südlich des Mäander und westlichen Lykien" (1915) den Südtteil des Massivs und gab in diesem Rahmen auch eine ausführliche Beschreibung des hier untersuchten Gebiets. Unter anderem erwähnte er die südlich von Nebiköy vorkommenden Smirgerllagerstätten (Yatıganocak), Schiefer, Phyllite und Marmore und außerdem die südlich von İsmaildağ anstehenden Glimmerschiefer, geschieferten Marmore und Gneisschiefer und die Konglomerate bei Kavakköy. Nach seinen Untersuchungen bilden die Schiefer in diesem Gebiet eine Mulde mit den Marmoren im Kern.

Der kristalline Kern besteht nach BLUMENTHAL (1946) aus hochmetamorphen Schiefern (Ortho- und Para-Gneisen, Glimmer- und Granat-Glimmerschiefern, Disthen- und Staurolith-führenden Schiefern), Amphiboliten und auch Graniten und Dioriten.

ÖNAY (1949) bearbeitete in einer klassischen petrographisch-genetischen Untersuchung die Smirgelgesteine und fertigte

eine geologische Karte (Maßstab: 1:100 000) an, auf der die Smirgel- und Diasporitlagerstätten des gesamten Massivs eingetragen sind. Eine neuere Spezialkartierung (Maßstab 1:25 000) eines Teiles des südwestlichen Menderes-Massivs mit einer detaillierten Stratigraphie wurde von AKAT et al. (1975) vorgenommen.

SCHUILING(1958) stellte in seiner Arbeit über die Herkunft der Augengneise des Kernkristallins und die genetische Stellung der Zirkone fest, daß es sich um Paragesteine handeln soll. In einer weiteren Untersuchung (1962) zeigte er, daß die Gneise des Kernkristallins eine Dom-Struktur bilden, in der die tektonischen Linien in N-S-Richtung streichen. Das N-S-Streichen in den Gneisen hält er für alte, vor der Dombildung bereits vorhandene Strukturen.

WIPPERN (1964) untersuchte sowohl die Smirgelsteine und Diasporite in der Schieferhülle des Menderes-Massivs als auch die Bauxite des Taurus. In der von ihm angegebenen Stratigraphie des Menderes-Massivs sind die Schiefer, die unter den Smirgel- und Diaspor-haltigen Marmoren folgen, dem Karbon und Perm zuzurechnen.

GRACIANSKY (1966) hat in seiner Arbeit die Augengneise als Orthogesteine gedeutet. Es bestätigte die Beobachtung von SCHUILING über drei unterschiedliche Richtungen des Streichens im Kernkristallin und in der Schieferhülle. Dies wird besonders deutlich durch N-S-streichende, feinkörnige Gneise, Quarzit-Bänke und Glimmerschiefer im Kernkristallin, die nicht identisch sind mit den mineralogisch ähnlichen Gesteinen der benachbarten Schieferhülle. Er stellte weiterhin fest, daß der Metamorphosegrad der Gesteine vom Liegenden zum Hangenden hin, d.h. vom Zentrum des Massivs nach Süden, abnimmt.

AKARTUNA (1965) studierte die Verhältnisse zwischen Kernkristallin und Schieferhülle nur etwa 50 km nördlich und nordöstlich des hier bearbeiteten Gebietes. Da er Wechselagerungen von Augengneisen mit Schiefeln beobachtete und auch Wechsellagerungen zwischen den Schiefeln und den

Marmoren der Schieferhülle vorkommen, hält er beide Kontakte für konkordant. Dagegen durchschlagen jüngere, aber prämetamorphe Granite diskordant sowohl die Gneise des Kernkristallins als auch die Gesteine der Schieferserie.

ÖZTUNALI (1967), der im südlichen Menderes-Massiv im Rahmen einer Uran-Prospektion gearbeitet hat, nennt diesen, aus Zweiglimmer-Alkaligneisen bestehenden Teil des Massivs "Cine-Massiv". Die Gesteine dieses Gebietes, die ÖZTUNALI für Paragesteine hält, wurden mindestens durch zwei, wahrscheinlich sogar durch drei Orogenesen geprägt. Das N-S-Streichen der Gneise entstand während der ersten Orogenese, die Migmatisierung wird der zweiten zugeordnet und die retrograde Metamorphose der dritten.

Nach IZDAR (1969) intrudierten Alkaligranite während orogener Bewegungen prä- bis postvariszischen Alters in ein teilweise metamorphisiertes Substrat das entweder unteres paläozoisches oder möglicherweise sogar präkambrisches Alter hat. Der metamorphe, die Granitintrusionen enthaltende Komplex und die darauf abgelagerten, mächtigen Sedimente wurden während der alpidischen Orogenese (kimmerisch-laramisch-pyrenäisch) zusammen metamorphisiert. Die alpidische Metamorphose war nach IZDAR vom Barrow-Typ.

BASARIR (1970) hat eine geologische Karte östlich des Bafa-Sees angefertigt und stellt fest, daß die Schieferhüllengesteine der Grünschiefer-Fazies zuzurechnen sind.

Durch Untersuchungen der strukturellen Zustände der Feldspäteschätzten SCOTFORD (1969) und DORA (1976) die Metamorphose-Bedingungen im Menderes-Massiv ab. Sie kamen beide zu Temperaturen um 550° C.

Nach einer neueren Arbeit von DÜRR (1975) ist die Schieferhülle selbst in zwei Komplexe zu gliedern: in die "Schieferhülle", die wahrscheinlich den größten Teil des Paläozoikums umfaßt und vielleicht sogar bis in die untere Trias reicht und die jüngere "Marmorhülle" von obertriassischem

bis vielleicht sogar alttertiärem Alter. Dieses junge Alter der Marmore ist belegt durch Funde von Hippurites im westlichen Milas am Nordufer des Golfes von Akbuk.

BRINKMANN hat in seinen zahlreichen Arbeiten über Westanatolien u.a. auch die geologische Entwicklung des Menderes-Massivs behandelt (1966, 1967, 1971, 1975).

BRINKMANN gliedert das Menderes-Massiv in verschiedene Gneiskerne, die jeweils von Schieferhüllen ummantelt werden. Die vielerorts zu beobachtende Diskordanz zwischen Kern und Hülle führt BRINKMANN auf eine assyntische bzw. frühkaledonische Tektogenese zurück und nimmt für die Gneise der Kerne präkambrisches oder unterstes Paläozoikum an. Das Alter der Schieferhüllgesteine könnte Ordovizium bis Oberkreide sein, was z.T. durch Fossilien belegt ist (Perm: ÖNAY, 1949, METZ, 1955, Oberkreide: DÜRR, 1975). Unter den verschiedenen Metamorphosen, denen das Massiv unterworfen war, schreibt BRINKMANN einer vermutlich jurassischen eine besondere Bedeutung zu. Während dieser Metamorphose wurden im Kern der Massive anatektische Temperaturen erreicht. Die letzte Metamorphose, von Post-Kreidealter, war insgesamt retrograd.

IV UNTERSUCHUNGSMETHODEN

IV.1 Geländearbeit und Probenvorbereitung

Geologische Kartierung: Das kartierte Gebiet am Südostrand des Menderes-Massivs umfaßt eine Fläche von ca. 150 km². Als Unterlage diente die topographische Karte der Türkei im Maßstab 1:25 000, Blatt İzmir N 20-a₂. Neben der Gelände- begebung zur Kartierung der lithologischen Grenzen wurden über 600 Aufschlüsse detailliert aufgenommen und ausgewertet.

Das Gebiet ist verkehrstechnisch durch Straßen ausreichend aufgeschlossen. Von Norden nach Süden führen eine alte und eine neue Straße von Aydın nach Muğla. Weiterhin führt eine Straße von Nordosten nach Südwesten von Kavaklıdere nach Yatağan. Das übrige Gebiet ist durch Pisten zwischen den Dörfern und den Smirgellagerstätten erreichbar.

Die geologischen Aufschlußverhältnisse sind im allgemeinen gut. Lediglich im Gebiet der Augengneise sind die lithologischen Grenzen durch tiefgründige Verwitterung und die Bildung von großen Blockmeeren als Hangschutt verwischt. Im Bereich der Schieferhülle sind die Gesteine ebenfalls stark verwittert, wobei aber durch Bachbetten und Straßeneinschnitte immer wieder frische Aufschlüsse zugänglich sind.

Durch zahlreiche Profile quer zur Streichrichtung wurde ein detailliertes lithostratigraphisches Profil erstellt.

Probennahme: Die Probennahme erfolgte während der geologisch-petrographischen Kartierung. Innerhalb des Untersuchungsgebietes (siehe geologische Karte mit Entnahmeorten der analysierten Proben im Anhang) wurden insgesamt 500 Gesteinsproben, davon 100 Smirgel gesammelt, von denen etwa 100 Proben zur geochemischen Bearbeitung ausgewählt wurden.

Probenvorbereitung: Das Probenmaterial wurde mit Wasser gereinigt, vorhandene Verwitterungskrusten wurden mit einer Säge (Diamantsägeblatt) entfernt. Die Proben wurden dann

mit einer Scheibenmühle (Stahl) oder in einem Backenbrecher (WIDIA) auf ca. 1 cm Korngröße zerkleinert. Anschließend wurde das Probenmaterial mit einer automatischen Achatmörsermühle auf max. 2 mm gemahlen. Die so vorbereiteten Proben wurden gut gemischt und verviertelt. Der für die naßchemische Gesteinsanalyse vorgesehene Teil der Probe wurde in einer Scheibenschwingmühle (WIDIA) auf $\leq 50\mu$ Korngröße gemahlen. Das Pulver wurde durch Schütteln in den Pulverflaschen homogenisiert.

Mineraltrennung: Die auf max. 2 mm Korngröße gemahlenden Proben wurden gesiebt ($< 63\mu$, $63-125\mu$, $125-250\mu$ und $> 250\mu$). Die Kornfraktion $63-125\mu$ wurde folgendermaßen weiterbearbeitet:

Durch Ultraschallbehandlung wurde sie von feinstem Gesteinsmehl getrennt und nach dem Auswaschen mit Aceton bei $60-70^{\circ}\text{C}$ im Trockenschrank getrocknet. Die stark magnetischen Minerale wurden mit Hilfe eines Handmagneten ausgelesen. Die weitere Mineraltrennung erfolgte mittels eines Magnetscheiders (Typ FRANTZ). Zu detaillierteren Bestimmungen wurden verschiedene Minerale, wie z.B. Feldspäte, Chloritoide und Disthene von Hand ausgelesen.

IV.2 Chemische und physikalische Untersuchungsmethoden

Röntgenanalysen: Die für die optisch nicht eindeutig bestimmbaren Komponenten notwendigen Diffraktometeraufnahmen wurden auf einem Philipsgerät unter folgenden Bedingungen hergestellt: CuK_{α} -Strahlung, Ni-Filter, $1^{\circ}/\text{min}$ (für Gitterkonstanten $1/4^{\circ}/\text{min}$), 50kV-30mA und 600 mm/h Papiervorschub.

Naßchemische Analysen: Die naßchemischen Gesteinsanalysen wurden nach LANGER (1974) und LANGER und BAUMANN (1975) durchgeführt.

TiO_2 , SiO_2 , P_2O_5 und Fe_2O_3 wurden lösungsphotometrisch, Al_2O_3 , CaO , K_2O , MnO , Na_2O und MgO mit Hilfe der Atomabsorptionsspektralphotometrie (AAS) (Techtron 1200 Fa. Varian)

bestimmt. Die AAS-Aufschlüsse wurden folgendermaßen vorbereitet:

0,1 g Probensubstanz wurden mit 0,7 g Lithiummetaborat gut gemischt und in einem Graphittiegel bei 1000°C ca. 15-20 Min. geglüht. Der Schmelzkuchen wurde in 50 ml HCl (3.7 %) aufgelöst.

FeO wurde durch potentiometrische Mikrotitration bestimmt (UNGETHÜM (1965) modifiziert von LANGER (1974) .

Die H_2O -Bestimmung wurde ähnlich der von LINDNER und RUDERT (1969) beschriebenen Methode durch coulometrische Karl-Fischer-Titration ausgeführt.

Die C- bzw. CO_2 -Bestimmung wurde mit Hilfe des coulometrischen Titriergerätes CT A5 G (Fa.SCHOEPS) nach HERMANN und KNAKE (1973) bestimmt.

Die Meßbedingungen für die mit der AAS durchgeführten Analysen sind in Tab. 1 dargestellt.

Tab. 1 : Meßbedingungen zur Atomabsorptionsspektralphotometrie (AAS)

Elemente	Spektr. Bandbreite	Wellenlänge	Gasgemisch	Flamme
K	0,5 nm	766,5 nm	Acetylen/Luft	oxid
Na	0,2 nm	589,0 nm	Acetylen/Luft	oxid.
Al	0,2 nm	309,3 nm	Acetylen/ N_2O	red.
Fe	0,2 nm	248,3 nm	Acetylen/Luft	oxid.
Mn	0,2 nm	279,5 nm	Acetylen/ N_2O	oxid.
Mg	0,5 nm	285,2 nm	Acetylen/Luft	oxid.
Ca	0,2 nm	422,7 nm	Acetylen/ N_2O	stark ox.

Als internationale Standards wurden AGV-1, GSP-1, BR, GH, DR-N, BX-N und Mica-Fe gemessen.

Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA): Die Hauptelemente Si, Al, Ti, Fe, (Mn), Mg, Ca, Na, K, P und die Spurenelemente Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr und Y wurden mittels RFA bestimmt. Für die RFA wurden verschiedene Tablettenherstellungsmethoden

für die Haupt- und Spurenelemente benutzt:

1 - Preßtabletten (für Hauptelemente): Die Herstellung der Pulver-Preßtabletten erfolgte nach STARMER (1974 , unveröffentlicht): 0,2 g Probensubstanz + 1,2 g Dilithiumtetraborat-Lanthanoxid (4:1) als Fluxmasse wurden gut gemischt und in einem Graphittiegel bei 1000°C ca. 10-15 Min. geschmolzen. Die entstandene Schmelzkugel wurde nach dem Abkühlen gewogen und auf 1,6 g mit chromatographischer Zellulose aufgefüllt und mit dieser 15 Minuten gemahlen und gut gemischt. Das Pressen des Pulvers erfolgte in einer Preßvorrichtung mit einem Messingstempel durch Handdruck. Die entstandene Pulvertablette wurde mit 6 g Methylzellulose abgedeckt und bei 30 t Druck nochmals gepreßt.

2 - Schmelztabletten: Die Schmelztabletten für die Hauptelementmessungen wurden nach OHNMACHT, ROBINSON und STARMER (1975, unveröffentlicht) hergestellt:

3 g Probenpulver wurden in einem Porzellantiegel 3 Stunden bei 110°C getrocknet (Gewichtsdifferenz = H_2O^-) und anschließend 1 Stunde bei 1000°C geglüht (Gewichtsdifferenz = Glühverlust). Von der getrockneten ungeglühten Probensubstanz wurden 1,2 g zusammen mit 5,15 LiBO_2 (bei 850°C mehrere Stunden getrocknet), 0,7 g La_2O_3 (bei 550°C ca. 1/2 Stunde getrocknet) und 0,05 g LiNO_3 eingewogen, gut gemischt und in einen Platintiegel gegeben.

Der Platintiegel wurde in einem Flammenschmelzgerät (Fa. SCHOEPS) unter mehrfachem Schwenken des Tiegels geglüht und in eine flache Pt-Schale ausgegossen.

Die so erhaltene Glasscheibe wurde mit Siliciumcarbid plan geschliffen und mit SnO_2 poliert.

3 - Pulvertabletten: Die Bestimmung der Spurenelemente erfolgte an Preßtabletten. 2,5 g Probensubstanz wurden mit 0,5 g Zellulose gut gemischt und in ein Preßwerkzeug gefüllt und mit einem Messingstempel durch Handdruck gepreßt.

Sodann wurde mit 6 g Methylzellulose abgedeckt und bei 20 t Druck nochmals gepreßt.

Für die RFA-Messungen stand ein Vakuumspektrometer Typ PW 1410 und Generator Typ 1140 (Philips) sowie die zugehörigen Meßeinheiten zur Verfügung. Die in Tab. 2 aufgeführten Elemente wurden mit Hilfe der RFA unter den dort aufgeführten Meßbedingungen bestimmt.

Die Preß- und Schmelztabletten wurden gegen entsprechende Tabletten der internationalen Standards USGS: AGV-1, GSP-1, BCR-1, PCC-1, W-1; CRPG: BR, GA, GH; NIM: NIM-D, NIM-L, NIM-P, NIM-N, NIM-S; SSC: SY-1; MRT: T-1; ANRT: BX-N; GSJ: JB-1, JG-1; ZGI: BM, GM, TB gemessen (ABBAY, 1973; FLANAGAN, 1973 und LEONI, 1976).

Computer-Programme: Folgende Computer-Programme wurden für die Berechnung der Daten verwendet:

GRNA	: Normberechnungen für Gesteine (General Rock Norm Analyses)
XRF-MAJOR	: Berechnungen von Hauptelementen (OHNMACHT, unveröffentlicht)
XRF-TRACE	: Berechnungen von Spurenelementen (OHNMACHT, unveröffentlicht)
UGD	: Darstellung der tektonischen Diagramme.

Alle Rechnungen wurden im Rechen-Zentrum der Ruhr-Universität Bochum durchgeführt, mit Ausnahme der XRF-TRACE, das im Rechen-Zentrum Düsseldorf bearbeitet wurde.

Optik: Die optische Untersuchung der Gesteine wurde an zahlreichen Dünnschliffen vorgenommen. Der quantitative Mineralbestand wurde durch Auszählen von 1800 bis 3200 Punkten mit einem „Point-Counter“ (Typ Eltinor 4) bestimmt. Zur einfachen Unterscheidung von Feldspäten bzw. von Karbonaten wurden verschiedene Färbemethoden angewandt.

Abkürzungen: Die im Text verwendeten Abkürzungen sind nachfolgend aufgeführt:

Ab	: Albit	Olig	= Oligoklas
Akt	: Aktinolith	Or	= Orthoklas
Akz	: Akzessorien	Pg	= Paragonit
Amph	: Amphibol	Pen	= Pennin
An	: Anorthit	Ph	= Phengit
Ant	: Antigorit	Phl	= Phlogopit
Ap	: Apatit	Plg	= Plagioklas
Bi	: Biotit	Klz	= Klinozoisit
C	: Korund	Q	= Quarz
Cc	: Calcit	Ru	= Rutil
Chl	: Chlorit	Ser	= Serizit
Ctd	: Chloritoid	Serp	= Serpentin
Dia	: Diaspor	Tc	= Talk
Di	: Diopsid	Ti	= Titanit
Dol	: Dolomit	Tr	= Tremolit
Ep	: Epidot	Turm	= Turmalin
Gt	: Granat	Zr	= Zirkon

Alm	: Almandin
And	: Andradit
Gro	: Grossular
Py	: Pyrop
Spess	: Spessartin
Graph	: Graphit
Hbl	: Hornblende
Hög	: Högbomit
Ht	: Hämatit
Ilm	: Ilmenit
KF	: Alkalifeldspat
Ky	: Disthen
Ma	: Margarit
Mo	: Monazit
Ms	: Muscovit
Mt	: Magnetit

aus dem Türkischen:

mah.	= Mahalle	= Siedlung
D.	= Dere	= Bach
T.	= Tepe	= Hügel
D.	= Dag	= Berg
mvk.	= Mevkii	= Örtlichkeit
Sr.	= Sirt	= Rücken des Hügels
Köy	= Köy	= Dorf

Tab. 2 : Einstelldaten an der RFA.

Element	Röhre-Anregung (kv-mA)	Analysator- Kristall	Zählzeit (sec)	Zähler	Kollimator	2 θ Peak	2 θ Unter
SiO ₂	Cr (50-30)	PET	40	F.	grob	109.02	113.00
TiO ₂	Cr (50-20)	LIF 200	40	F.	fein	86.10	88.00
Al ₂ O ₃	Cr (50-30)	PET	40	F.	grob	144.92	139.05
Fe ₂ O ₃	Cr (50-30)	LIF 200	40	F.	fein	57.50	60.00
MnO	Mo (50-20)	LIF 220	40	F.	fein	94.20	95.30
MgO	Cr (50-50)	KAP	40	F.	grob	43.51	47.00
CaO	Cr (50-20)	LIF 200	40	F.	fein	113.06	116.00
K ₂ O.	Cr (50-30)	LIF 200	40	F.	fein	136.65	139.00
P ₂ O ₅	Cr (50-30)	PET	40	F.	grob	89.42	91.00
Na ₂ O	Cr (50-50)	KAP	40	F.	grob	53.13	55.00
Cr	Mo (60-40)	LIF 200	200	F+S.C.	fein	69.29	68.06 70.67
Co	Mo (60-40)	LIF 200	200	F+S.C.	fein	52.72	52.37 53.56
Cu	Mo (80-30)	LIF 220	200	F+S.C.	fein	65.51	64.52 66.52
Ni	Mo (60-40)	LIF 200	200	F+S.C.	fein	48.59	47.59 49.59
Rb	Mo (60-40)	LIF 220	200	S.C.	fein	37.91	37.00 38.60
Sr	Mo (60-40)	LIF 220	200	S.C.	fein	35.77	34.77 37.00
Y	Mo (60-40)	LIF 220	200	S.C.	fein	33.81	32.88 34.85
Zn	Mo (80-30)	LIF 220	200	S.C.	fein	60.52	59.84 61.24

Probenhalter: Cu und Al; Standards alle 3-4 Messung (bei Spuren);

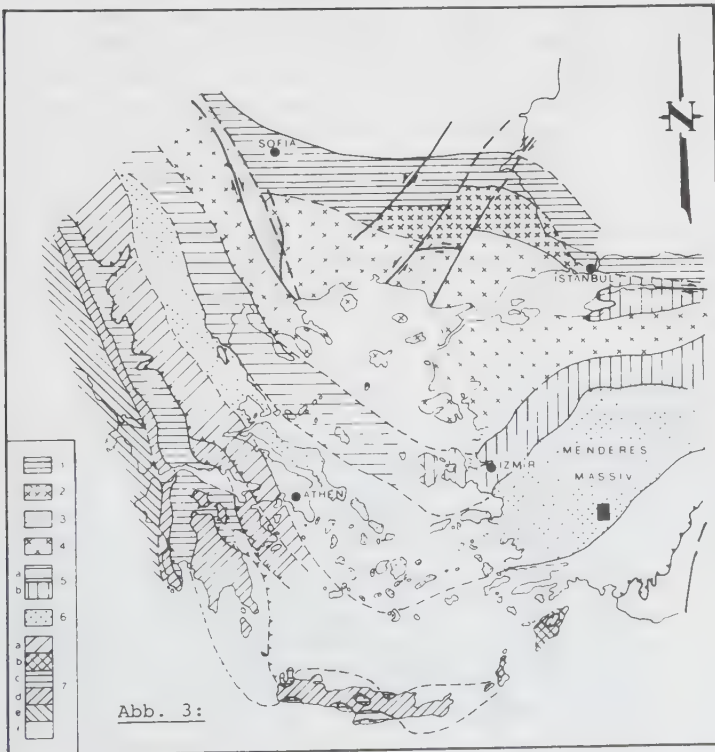
Zähler: F=Durchflußzähler (Spülgas=Methan-Argon), S.C.=Szintillationszähler.

V GEOLOGIE

V.1 Geologischer Aufbau und regionale Stellung des
Menderes-Massivs

Das etwa ellipsenförmige Menderes-Massiv besteht aus Metamorphiten, die in das Kernkristallin und die dieses umgebende Schieferhülle gegliedert werden. Der nach SCHÜLLING (1962) und BASARIR (1970) domartige aufgewölbte Komplex ähnelt dem Aufbau der Hohen-Tauern in den Alpen, für deren Gesteine von FRASL (1958) entsprechende Begriffe, Zentralgneis und Schieferhülle, geprägt wurden.

Die gesamte geologische Einheit wird im Nordwesten und im Norden von den mesozoischen, eugeosynklinalen Gesteinen der „İzmir-Ankara-Zone“ (BRINKMANN, 1966) begrenzt (Abb. 3).



Im Süden wird das Massiv von den "Lykischen Decken" überlagert, die aus karbonatischen Gesteinen permischen bis eozänen Alters, sowie Wildflysch (Oberkreide) und Diabasen bestehen (BERNOULLI et al., 1974).

Das Massiv erstreckt sich nach Westen über die ägäischen Inseln, wie Naxos, Paros und Ios, die aus entsprechenden Gesteinen bestehen (DÜRR, 1975), bis nach Athen und hat von dort aus seine Fortsetzung im Nordwesten in der Pelagونيسchen Zone der Helleniden (BRUNN, 1960; AUBOUIN et al., 1960, BOCCALETTI et al., 1974).

V.2 Lithostratigraphie des Untersuchungsgebietes

Die lithostratigraphische Gliederung der das Menderes-Massiv aufbauenden Gesteinsserien wurde von SCHUILING (1962), WIPPERN (1964) und AKAT et al. (1975) angegeben. Diese, sowie eine hier erarbeitete Gliederung für den Südostrandteil des Menderes-Massivs, sind in Tab. 3 aufgeführt. Eine detaillierte Untersuchung und Gliederung für das gesamte Massiv steht noch aus.

Aufgrund von Kartierungen und petrographischen Untersuchungen können im hier untersuchten Gebiet drei geologische Einheiten unterschieden werden (vgl. geologische Karte im Anhang):

A = Kernkristallin

B = Schieferhülle

C = Postmetamorphe Gesteine

Abb. 3: Überblick über die Geologie von Westanatolien/Türkei und Griechenlands (nach BOCCALETTI et al., 1974, vereinfacht),
1=Srednogora Zone und West-pontische Zone, 2=Istranca Zone, 3=Kraishtides Zone, 4=Serbo-Macedonisches-Rhodope-Massiv und NW-anatolisches Kristallin, Kazdag-Uludag-Massiv, 5-a=Vardar Zone, 5-b=Izmir-Ankara-Zone, 6=Menderes-Massiv und Pelagonische Zone, 7a-e=Helleniden Zone, 7-f=Taurus (Lykian) Zone, =Lage des Arbeitsgebietes.

Tab. 3: Stratigraphische Gliederungen der Gesteinsserien des Menderes-Massivs

Ära				Akat et al. 1975		diese Arbeit	
Formation				Wipperf 1964			
Schulling 1962							
MESOZOIKUM	Kreide			Kalkstein mit Hornsteinen	Pasallidag Formation Marmor mit Diasporit und Smirgel (Oberer Jura-Kreide)	Calcitmarmor mit Metabauxiten (Smirgel und Diasporit)	
	Jura	Ober		Marmor (500 - 1000m)	Kurudere Formation	Dolomitmarmor	
	Trias	Unter		Hiatus: Metabau- xit	Dolomit mit Glimmer- Schiefern (Obere Trias-Lias)	Kalksilikatschiefer mit Serpentin-Linsen, Marmor, Grünschiefer, Phyllit, Graphitquarzit, Chl-Ms-Pg-Ctd-Schiefer, Disthen-Glimmer-Schiefer	
		Ober	Bitumenreicher Marmor mit dünnen Quarzit Zwischenlagen	Marmor	Bafa Formation Serizitschiefer, Phyllit (Oberes Perm-Untere Trias)	Marmorbänder mit Kalkglimmerschiefern, Quarzit	
	Perm	Unter	(200 m)		Senköy Formation Kalkschiefer (Unteres Perm)	Gt-Bi-Ms-Schiefer	
PALÄOZOIKUM	Karbon		Mentese Formation Marmor mit Metabauxiten (1000m)	Graphit-Glimmer-schiefer, Kalk-schiefer-Konglomerate (1000 m)	Ulusluk Formation Ms-Quarzit mit Glimmerschiefern in Wechsel-lagerung, Marmor-Linsen	Gt-Bi-Ms-Schiefer, Bi-Ms-Gt-Gneis mit Amphibolit-linsen, Chl-Bi-Ms-Gneis, Disthen-Glimmer-Gneis, Feinkörniger Bi-Ms-Plagioklasgneis, Metagranit, stark geschieferter Augen-gneis, Augengneis, Migmatit	
	Devon?		Quarzit, Graphit-schiefer, Phyllit				
	Silur?		Bi-Gt-Schiefer: Übergangszone zwischen Gneis und Schiefer (200 m)	Gneise	Burgaz Formation Gt-Bi-Schiefer mit Marmor-Bändern		
	Kambrium?		Grobkörniger Augengneis, Bi-reicher Gneis, Amphibolit und Gabbro		Kargıcak Formation Feinkörniger Gneis		
PRÄ-KAMBRIMUM					Augengneis, granitischer Gneis, pegmatitischer Gneis, Migmatit		

Diese grobe Gliederung ergibt sich aus der lithostratigraphischen Abfolge der Gesteine vom Liegenden zum Hangenden.

A - Kernkristallin

Makroskopisch und mikroskopisch sind folgende Gesteinstypen unterscheidbar:

- 1- Augengneis (mit etwa cm-großen Alkalifeldspatporphyroblasten)
 - 2- Stark geschieferter Augengneis (mit mm- bis cm-großen Alkalifeldspatporphyroblasten)
 - 3- Metagranit
 - 4- Feinkörniger Biotit-Muscovit-Plagioklasgneis
 - 5- Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneis
 - 6- Disthen-Glimmergneis
 - 7- Titanit-Biotit-Schiefer
 - 8- A- Biotit-Muscovit-Granat-Gneis
B- Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer
 - 9- Amphibolit
- } Schieferserien
des Kern-
kristallins

B - Schieferhülle

In den Gesteinen der Schieferhülle läßt sich in mehreren Profilen immer die gleiche stratigraphische Abfolge erkennen:

- 1-A- Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer
- 1-B- Ilmenit-führender Phyllit
- 2-Quarzite mit Zwischenlagen von Glimmerschiefern
- 3-Marmor-Bänder und -Linsen mit Kalkglimmerschiefer (z.T. Graphit-führend)
- 4-Wechselfolge verschiedener Schiefer (Graphit-führend)
- 5-Kalksilikatschiefer mit Serpentin-Linsen
- 6-Dolomitmarmor
- 7-Calcitmarmor

C - Postmetamorphe Gesteine

Auf den Gesteinen der Schieferhülle und einem Teil des Kern-

kristallins liegen diskordant im Süden und im Osten des Kartiergebietes miozäne klastische Sedimente. Sie werden im Rahmen dieser Arbeit nicht näher beschrieben.

V.2.A Kernkristallin

Das Kernkristallin bildet den westlichen und nordwestlichen Teil des untersuchten Gebietes und besteht hauptsächlich aus Augengneisen. Diese Gesteine sind am Abhang der alten und der neuen Landstraße von Aydin-Mugla, außerdem bei Memisler mah., Kemer mah., Asar T. und im Tal der Flüsse Kemer, Üzülmaz und Karamci aufgeschlossen (siehe geologische Karte im Anhang).

Zu den Augengneisen gehörend, aber von diesen durch die Schieferserie des Kernkristallins getrennt, liegen die stark geschieferten Augengneise. Sie kommen in einem keilförmigen Bereich vor, der sich von Dere mah. mit zunehmender Breite nach NE erstreckt. Der liegende NNW' Teil der stark geschieferten Augengneise taucht im allgemeinen steil nach SE ab. Im NE des Gebietes dagegen (bei Kamis Sr.) fällt die Schieferung mit 80° nach NW ein. Parallel der Grenze zwischen der Schieferserie des Kernkristallins und den stark geschieferten Augengneisen treten 5 bis 20 m mächtige Quarzgänge auf, die gelegentlich Muscovit-reich sind (Abb. 4). Die Gänge erstrecken sich von etwa 800 m westlich von Alikirse mah. bis Havca mah..

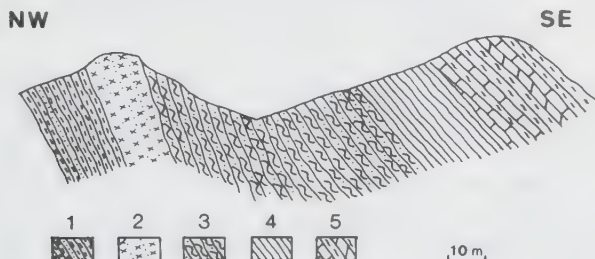


Abb. 4: Geologisches Profil bei Dere mah..
1=Gt-Bi-Ms-Schiefer, 2=Quarzgang, 3=stark geschieferter Augengneis, 4=feinkörniger Bi-Ms-Plg-Gneis, 5=Schieferhülle.

Die Vorbereitung der Metagranite beschränkt sich auf einen Streifen zwischen Irmadan mah. und Hacialiler mah. im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Diese Metagranite sind im Süden von der Schieferhülle bedeckt und grenzen in den übrigen Richtungen an den Augengneis an. Außerdem gibt es 300 m nördlich von Cingiller mah. auch Metagranite, die als kleine Linsen an der Grenze zwischen dem Augengneis und der Schieferserie des Kernkristallins aufgeschlossen sind (Abb. 5). Weitere Metagranit-Aufschlüsse, die sich zwischen dem Kernkristallin und der Schieferserie des Kernkristallins befinden, konnten aufgrund ihrer geringen Größe nicht in das

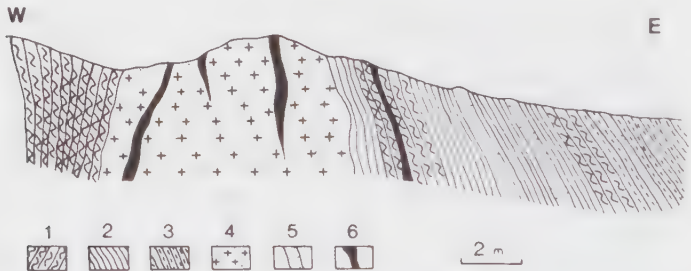


Abb. 5 : Profil durch den Metagranit und die angrenzenden Gesteine des Kernkristallins (schematisch). 300 m nördlich von Cingiller mah.. 1=Augengneis, 2=fein-körniger Bi-Ms-Plg-Gneis, 3=Bi-Ms-Gt-Gneis, 4=Metagranit, 5=Granat-reiche Lagen in feinkörnigem Bi-Ms-Plg-Gneis, 6=Quarzgänge.

Kartenblatt mit aufgenommen werden. Sie befinden sich in der Umgebung von Tamisabelen mah., Güymen mah. und Bucakbelen mah..

Der Kontakt zwischen deutlich geschiefertem Metagranit und Augengneis ist nicht scharf, sondern es ist eine Übergangszone ausgebildet.

Im Einschnitt der Straße von Muğla nach Aydın bei Irmadan mah. wurde ein gerundeter Metagranit-Block in den Ms-Bi-Gt-Schiefer gefunden (abb. 6).

Da es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um ein Geröll handelt, kann daraus geschlossen werden, daß die Schieferhülle die ursprüngliche sedimentäre Bedeckung des Kernkristallins darstellt.



Abb. 6 : Ein gerundetes Turmalin-reiches Metagranit-Geröll, das in einer Gt-Bi-Ms-Schiefer Matrix liegt. Etwa 200 m nördlich von Irmadan mah., am Abhang der Aydın - Muğla - Straße.

Die feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklasgneise kommen als geringmächtige (m- bis 100 m-Bereich) und daher in der Karte nicht immer darstellbare, kleine Linsen und Bänder in Augengneisen vor und sind häufig an der Grenze zwischen den

Augengneisen und den Bi-Ms-Gt-Gneisen des Kernkristallins. Ihr Auftreten in Bändern oder Linsen mit scharfer Begrenzung unterscheidet sie deutlich von den Augengneisen und Schiefern. Ein Profil durch eine Abfolge von Augengneis, Metagranit, feinkörnigem Bi-Ms-Plg-Gneis und Bi-Ms-Gt-Gneis ist in Abb. 5 am Beispiel eines guten Aufschlusses etwa 300 m nördlich von Cingiller mah. skizziert. Linsenartige Körper vonfeinkörnigem Bi-Ms-Plg-Gneis wurden in folgenden Gebieten nachgewiesen:

- a- 700 m westlich von Kemer mah.
- b- Kurukemer mah. (entlang der Straße von Aydin nach Mugla)
- c- 400 m nördlich von Asar T., nördlich des Flusses Deli.
- d- 500 m östlich von Yarişalan mah.
- e- Im Tal des Deli und Karamci und Kargaliburun Sr..

Außerdem treten im Hangenden der stark geschieferten Augengneise am Kontakt zur Schieferhülle feinkörnige Biotit-Muscovit-Plagioklasgneise auf. Diese sind bei Dere mah. und in der Nähe von Harman T. besonders gut aufgeschlossen (siehe Abb. 4).

Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneis und Disthen-Glimmergneis sind an vereinzelt Stellen als einige 100 m-mächtige, linsenförmige Körper den Augengneisen des Kernkristallins zwischengeschaltet. Sie sind zwischen Kargaliburun Str., Çakmak T., Mollaibrahim mah., dem Fluß Deli und Asar T. im Norden des Arbeitsgebietes verbreitet. Ferner wurde in Gökgedik mvk. ein linsenartiges, kleines Chl-Bi-Ms-Gneis-Vorkommen gefunden, das wegen seiner geringen Größe nicht in die Karte eingetragen werden konnte.

In der Nähe des Hügels Çakmak kommen die Chl-Bi-Ms-Gneise mit granatreichen Glimmerschiefern und 10 m mächtige Quarzit-Bändern in Wechsellagerung vor. Dieser weiße Quarzit ist feinkörnig und läßt eine ausgeprägte Lamination erkennen.

Im nordöstlichen Teil ist der Biotit-Muscovit-Granat-Gneis und Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer des Kernkristallins von den Gesteinen der Schieferhülle durch die stark geschieferten Augengneise getrennt. Diese Gesteine des Kernkristallins beginnen südwestlich von Çakmak T. und verlaufen über Yalaklibaşı T., Tamişabelen mah., Cingiller mah., Pazarbeleni T., Servialan mah. weiter nach Nordosten. Sie keilen ca. 1 km östlich von Seykel mah. aus. Von dort aus in südwestlicher Richtung überlagert die Schieferhülle die Bi-Ms-Gt-Gneis und Gt-Bi-Ms-Schiefer der Schieferserie des Kernkristallins in einem direkten Kontakt.

Die Mächtigkeit der Bi-Ms-Gt-Gneis und der Gt-Bi-Ms-Schiefer beträgt im Mittel etwa 400 m. Sie erreicht ihren größten Betrag bei Kadiköy mit 550 m und dünnt in NE und SW aus.

Vom Liegenden zum Hangenden ändern sich die Gesteine von granatreichen Ms-Bi-Gneisen über granatarme Ms-Bi-Schiefer zu quarzreichen Glimmerschiefern. Auch der Biotitgehalt nimmt zum Hangenden hin ab.

Die Biotit-Muscovit-Granat-Gneise zeigen deutlich erkennbar zwei verschiedene Schieferungen, die im Kapitel VI.3 diskutiert werden.

Lokal sind die Gesteine der Schieferserie des Kernkristallins von jüngeren, maximal einige dm mächtigen Quarzlinsen durchzogen, welche sowohl parallel als auch quer zur regionalen Schieferung liegen können.

Einige kleine Amphibolitlinsen (m- bis Dm-Bereich) sind im liegenden Teil den Ms-Bi-Gt-Gneisen des Kernkristallins eingeschaltet. Diese Amphibolite sind von einzelnen dm-mächtigen, Rutil- und Hämatit-führenden pegmatitischen Gängen durchsetzt.

Die dunkelgrau bis schwarz gefärbten Titanit-Biotit-Schiefer

kommen stets als kleine linsenförmige Körper (m- bis Dm-Bereich) in Augengneisen vor. Sie treten im Kernkristallin etwa 150 m nördlich von Gökgedik mvk. im Tal des Meşelipinar Flusses und etwa 600 m nordwestlich von Mollaibrahim mah. im Straßenabschnitt von Aydin-Muğla auf.

V.2.B Schieferhülle

Im hier bearbeiteten, südöstlichen Teil des Menderes-Massivs schließt sich an das Kernkristallin die Schieferhülle an, entweder mit schwacher Winkeldiskordanz an die stark geschieferten Augengneise oder konkordant an die Schieferserie des Kernkristallins (vgl. Abb. 4, Profil der geologischen Karte im Anhang). Entsprechende Kontaktverhältnisse hat İZDAR (1969) am Nordrand des Menderes-Massivs beschrieben. Auch BRINKMANN (1971) erkannte die wechselnden Lagerungsbeziehungen von Kern und Hülle und führte sie auf eine ursprüngliche sedimentäre Diskordanz zurück.

Die Schieferhülle bildet eine große Mulde, deren flach liegende Achse NE-SW streicht (vgl. Geologische Karte). Der Nordflügel der Mulde fällt mit 55° nach SE und der Südflügel mit 60° nach NW ein. Die Schieferhülle besteht aus zwei verschiedenen lithologischen Einheiten: Kristalline Schiefer bilden die untere Einheit und werden im Kern der Mulde von geschieferten Marmoren der oberen Einheit überlagert. Im Südflügel der Mulde beträgt der aufgeschlossene Teil der kristallinen Schiefer etwa 1100 m. Der Versuch einer Korrelation zwischen den wichtigsten Schichtgliedern vom Nord- und vom Südflügel der Schieferhüllenmulde ist in Abb. 7 dargestellt. Am Nordflügel der Mulde war es möglich, ein Profil durch den unteren Teil der Schieferhülle in Detail aufzunehmen (Abb. 8). Die Mächtigkeit der kristallinen Schiefer beträgt hier bei İrmadan mah., 1200 m. Die Mächtigkeit der Marmore läßt sich schwer abschätzen, dürfte aber zwischen 400 - 600 m betragen.

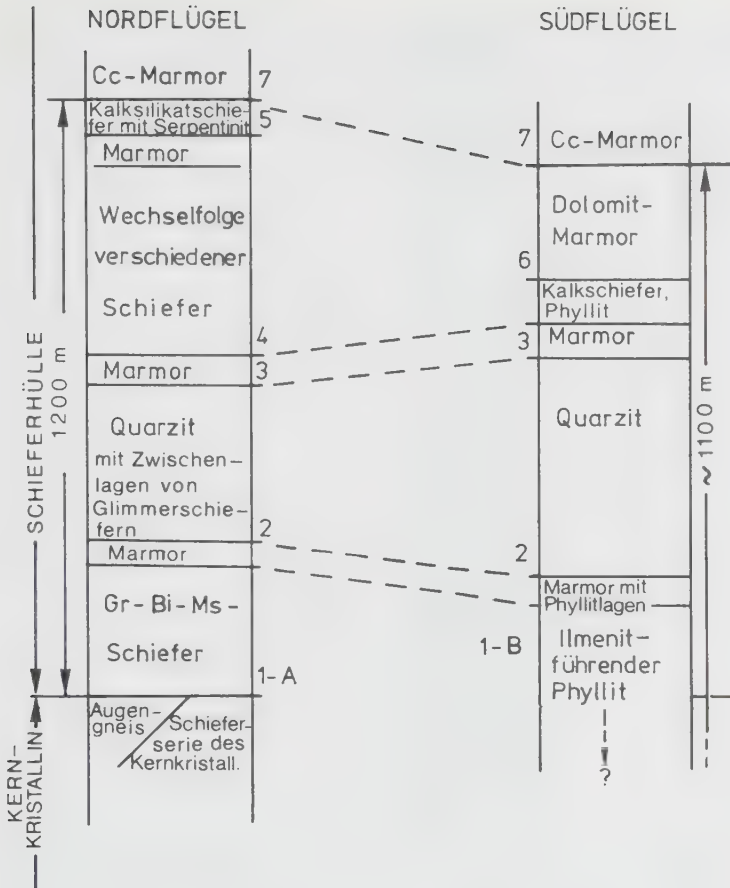


Abb. 7 : Korrelation zwischen den Gesteinsabfolgen am Nord- und Südflügel der Schieferhüllenmulde am Südost-rand des Menderes-Massivs.

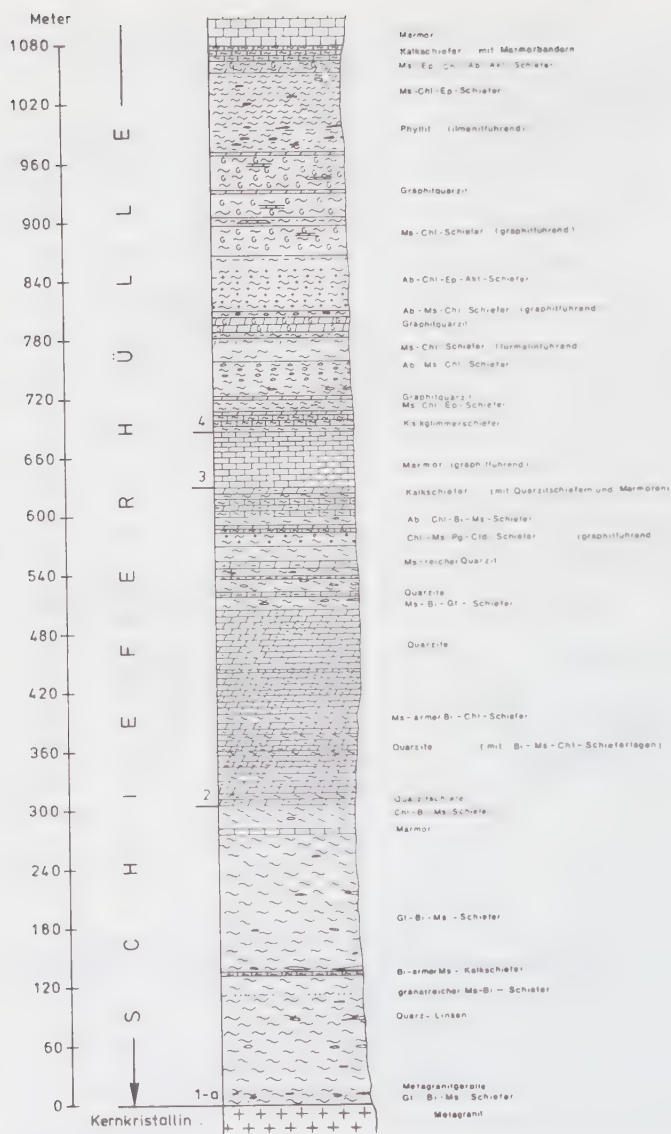


Abb. 8 : Lithostratigraphisches Profil durch den unteren Teil der Schieferhülle an der Nordflanke der Mulde zwischen Irmadan mah. und Kafacakaplancık mah..

Die Schieferhülle beginnt am Nordflügel des gesamten kartierten Gebietes mit graugelben Granat-Biotit-Muscovit-Schiefern (1-A), deren Mächtigkeit im Streichen von SW nach NE abnimmt. Diesen sind etwa m-mächtige, gelblich-graue bis bräunlich-gelbe Kalkglimmerschieferhorizonte zwischengeschaltet, die zum Teil gut laminiert sind. Sie bestehen hauptsächlich aus Calcit, Dolomit, Muscovit, Biotit, Quarz und Serizit. Außerdem kommen milchigweiße bis dunkelgraue, laminierte Marmorbänder vor, die insgesamt eine Mächtigkeit von 60 m erreichen und bis zu 2 km weit verfolgbare sind (bei Irmadan mah. und Sogucak D.). Die Schiefer enthalten zahlreiche, maximal einige dm-mächtige Quarzlinzen. Die Serie wird im Hangenden von quarzreichen Glimmerschiefern und Quarziten abgeschlossen.

Im Südflügel der Mulde bilden Ilmenit-führende schwarze Phyllite (1-B) das stratigraphisch Älteste vom aufgeschlossenen Teil des Südflügels der Schieferhülle. Sie folgen konkordant unter dem Kalkglimmerschiefer-führenden Marmor. Das Liegende dieser Phyllite, im Südostteil des Arbeitsgebietes, ist diskordant von neogenen Sedimenten verdeckt und ist daher nicht bekannt.

Außer der schwarzen Farbe sind für die Phyllite makroskopisch auch die unregelmäßig verteilten, großen Ilmenit-Porphyroblasten charakteristisch.

Quarzite mit Zwischenlagen von Glimmerschiefern (2): Quarzite mit geringmächtigen Zwischenlagen von Glimmerschiefern machen einen wesentlichen Teil der lithostratigraphischen Abfolge der Schieferhülle aus. Sie sind im Gelände leicht erkennbar und kommen im Nord- und Südflügel der großen Mulde vor. Im Südflügel bilden sie den kilometerweit im Streichen verfolgbaren, bei Gökbeli Sr. und Eğri T. über 300 m mächtigen Quarzitzug. Die Quarzite des Nordflügels sind etwas geringmächtiger und erstrecken sich über Irmadan mah. nach Harman T..

Im oberen Teil des Quarzithorizontes im Nordflügel liegt eine Wechselfolge von petrographisch unterschiedlichen Schiefern, Quarziten und Kalkschiefern (geologische Karte im Anhang). Die Schiefer bestehen aus geringmächtigen, nicht weit aushaltenden Wechsellagerungen von Ab-Gt-Bi-Ms-Schiefern, Ab-Chl-Bi-Ms-Schiefern, Chl-Ms-Pg-Ctd-Schiefern (Graphit-führend) und Disthen-Glimmerschiefern (Graphit-führend). Die wichtigste Gesteinsart in dieser Wechselfolge ist ein feinkörniger Chl-Ms-Pg-Ctd-Schiefer, dessen dunkle Farbe durch den hohen Gehalt an kohligter Substanz (Graphit) hervorgerufen wird. Ähnliche Chloritoid-führende Schiefer treten am Berg Deveboynu (östlich des Bafa-Sees) mit einer Mächtigkeit von etwa 1000 m auf (BASARIR, 1970). Ebenfalls weiter im Westen beobachteten GRACIANSKY (1966) und AKAT et al. (1975) in den Gesteinen des entsprechenden Horizontes (Ulusuluk-Formation) neben Chloritoid auch Granat.

Die Quarzite sind allgemein milchigweiß bis hellgelb und im angewitterten Zustand meist gelblich bis rötlich gefärbt. In den Übergangszonen zu den graphitreichen Schiefern, Kalkschiefern und Marmorbändern sind die Quarzite des Nordflügels in der Regel dunkelgrau bis schwarz gefärbt. Die Schichtfolge ist regelmäßig gebankt (dm-bis m-Bereich). Die Marmorbänder sind zuweilen laminiert und zeigen zum Teil Mikrofaltungen.

Die Quarzite bestehen meist aus etwa 90 - 95 % Quarz und daneben aus Hellglimmer, Biotit, Chlorit, gelegentlich etwas Feldspat und Erz. Schicht- und s_1 -Flächengefüge verlaufen parallel zueinander.

Marmor-Bänder und-Linsen mit Kalkglimmerschiefern (3):

Über der gesamten Quarzit-Serie lagert eine karbonatreiche Abfolge, deren lithologischer Aufbau am Nord- und Süd-Flügel unterschiedlich ist.

Am Nordflügel der Mulde beginnt die Abfolge im Südwesten

mit dunkel- bis hellgrau gebänderten, häufig Graphit-führenden Marmoren. Diese werden nach NE geringmächtiger, bilden Linsen und keilen schließlich aus. Im unteren Profilteil der Marmore schalten sich nach NE Kalkglimmerschiefer ein, die noch weiter im NE, dort wo die Marmore auskeilen, von Glimmerschiefern ersetzt werden. Diese Änderung der Lithologie im Streichen spricht für einen lateralen Wechsel der sedimentären Fazies entlang des SE Randes des Menderes-Massivs.

Im Südflügel der Schieferhüllenmulde besteht das Hangende der Quarzite aus einer Wechselfolge von Kalkglimmerschiefern und gebänderten Marmoren, in die gelegentlich Quarzite eingeschaltet sind. Diese Abfolge bildet einen 60 m mächtigen Horizont, der über größere Strecken von miozänen Sedimenten bedeckt ist.

Die Kalkglimmerschiefer enthalten hier häufig 2-8 mm mächtige Einschaltungen von karbonatfreien Lagen, die sehr reich an Quarz und Glimmer sind. Der Anteil der Marmore an der Abfolge nimmt im Südflügel zum Hangenden hin ab. Die Zusammensetzung der Marmore ist in beiden Muldenflügeln etwa gleich mit einem Calcit zu Dolomit Verhältnis von etwa 1:1.

Wechselfolge verschiedener Schiefer (4): Diese Schiefer treten nur am Muldenordflügel auf (vgl. geologische Karte) und umfassen eine wechselnde Folge von Kalkschiefern, Glimmerschiefern, Phylliten, Ab-Chl-Ms-Schiefern, Graphit-quarziten, Chl-Ms-Ab-Schiefern (Graphit-führend), Ab-Epidot-Aktinolithschiefern und Marmoren. Die meist dunkle Farbe der Gesteine wird durch den Gehalt an kohligter Substanz (Graphit ?) hervorgerufen. Die Graphit-führenden Quarzite treten in dünnen Bändern und Linsen auf. Sie sind in der Umgebung von Nebiköy, Kafacakaplancik mah., Kovanlık D., Güneri T. und südöstlich von Kadialan mvk. verbreitet.

Die Horizonte der Graphitquarzite, im Hangenden der Kalkglimmerschiefer, bilden bis maximal 20 m mächtige Bänke, die häufig linsenförmig auskeilen. Auch im oberen Teil der Schiefer-Wechselfolge können vereinzelt Linsen und Bänke von Graphitquarziten auftreten.

Zum Hangenden treten grün gefärbte Ab-Chl-Ms-Schiefer auf. Diese sind oft im mm- bis m-Bereich gefaltet, was in sehr charakteristischer Form im Tal des Kovaklik Flußes zu sehen ist. Zum Hangenden hin werden die Gesteine chlorit-reicher und enthalten gelegentlich etwa 6 bis 8 mm große Albit-Blasten. Die Albit-Blastenlagen haben 3 bis 7 cm Mächtigkeit (Abb. 9).

Grünschiefer dieser Wechselfolge mit intensiv grüner Farbe treten etwa 50 m entfernt von Kafacakaplancik mah. und Kaplancik mah. auf. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit wurden diese nicht in der Karte angetragen.

Über der ganzen Wechselfolge der verschiedenen Schiefer liegen weiß bis aschgrau gefärbte Marmore in dm bis m mächtigen Schichten. Diese werden in NE-Richtung dünner und keilen in der Umgebung von Azganbogazi D. unter der Neogen-Bedeckung aus.

Kalksilikatschiefer mit Serpentin-Linsen (5): Über der Wechselfolge der verschiedenen Schiefer mit den Marmoren im Hangenden liegt am Nordflügel der Mulde konkordant ein Komplex von Kalksilikatschiefern (vgl. geologische Karte im Anhang). Die Kalksilikatschiefer haben im SW eine Mächtigkeit von etwa 150 m und keilen nach NE im zentralen Teil des Arbeitsgebietes unter der postmetamorphen Bedeckung aus. Weiter im NE tauchen sie noch einmal als etwa 30 - 50 m mächtige Linse unter den Marmoren auf.



Abb. 9 : Albit-Chlorit-Muscovit-Schiefer mit einer Albit-Blastenlage am Abhang der Aydın-Muğla-Straße (Friedhof von Kafacakaplancık mah.).

Der Kalksilikatschiefer streicht mit 50° SE und fällt am Hangenden mit etwa 55° nach NW ein. Die darauf folgenden Calcitmarmore der oberen Schieferhülle, die mit etwa 60° nach SE einfallen, überlagern die Kalksilikatschiefer diskordant.

In der Serie der Kalksilikatschiefer sind zwei Serpentinittkörper eingeschaltet. Die kleine Linse mit einer Länge von etwa 100 m befindet sich etwa 500 m nördlich von Asağıköy mah. (bei Elmacık köyü). Der größere Körper mit einer Länge von 200 m und einer Mächtigkeit bis über 10 m ist etwa 700 m südwestlich von Subeleni mah. (bei Elmacık köyü) aufgeschlossen (vgl. geologische Karte im Anhang). Die Ser-

pentinite kommen in ähnlicher Position auch am Westrand des Menderes-Massivs bei Selcuk-Efes/Ephesos vor (DÜRR, 1975).

Dolomitmarmore (6): Über 200 m mächtige Dolomitmarmore treten im Südflügel der Mulde als das Hangende der Phyllite und Kalkglimmerschiefer auf. Der Kontakt ist konkordant und bei Keklikpinari mvk., Callicesme mah. und entlang der Straße südwestlich von Kavakköyü gut aufgeschlossen (vgl. geologische Karte im Anhang). Ähnliche Dolomite sind im Südwesten des Menderes-Massivs von AKAT et al. (1975) "Kurudere Formation" benannt worden. Ihr Alter wurde von DÜRR (1975) als obertriassisch (-liassisch) angegeben. Die milchweiß bis hellgrau gefärbten Dolomitmarmore sind feinkörnig und cm- bis dm-banking. In ihrem unteren Teil sind es fast reine Dolomitmarmore; zum Hangenden hin enthalten sie auch etwa 10 % Calcit. Epidot/Klinozoisit-Chlorit-reiche Bänke von 1 bis 5 m Mächtigkeit und grün- bis blaßgrüner Farbe sind den Dolomitmarmoren lokal eingeschaltet.

Calcitmarmore (7): Die im Kern der großen Schieferhüllenmulde vorkommenden Calcitmarmore sind im Untersuchungsgebiet weit verbreitet und bilden die morphologisch höchsten Gipfel des Gebietes. Sie sind von ÖNAY (1949) als "Mentese-Marmore" beschrieben worden, für die er ein devonisches Alter annimmt. Die Marmore sind hauptsächlich am Südrand des Menderes-Massivs weit verbreitet. Bauxit-führende und später metamorphisierte Kalke sind von AKAT et al. (1975) unter "Pasali Formation" (Oberer Jura bis Kreide) zusammengefaßt worden. Im Südwesten des Menderes-Massivs wurden von DÜRR (1975) in den entsprechenden, dort aber über 1000 m mächtigen, Kalkmarmoren Rudisten gefunden, wodurch Oberkreide bewiesen ist.

Die Marmore sind milchigweiß, mittel- bis dunkelgrau, massig, mittel- bis dickbankig und stellenweise laminiert. Sie sind im m-Bereich wellenförmig verfaltet und liegen im Nordflügel mit geringerer Winkeldiskordanz auf den unterlagernden Kalksilikatschiefern.

Wie bereits ÖNAY (1949) beschrieb, treten entlang von Ausbühlungen bestimmter Horizonte der Calcitmarmore im Kern der Schieferhüllenmulde, Smirgel in Form linsen- und taschenförmiger Körper auf. Die Smirgel-Taschen erreichen im Arbeitsgebiet Durchmesser von 3 bis 15 m und Tiefen von etwa 10 m. Im Streichen dagegen halten die Smirgellinsen oft bis 300 m aus und finden in gleicher Richtung häufig ihre Fortsetzungen in weiteren Taschen. Diese Smirgel werden z.T. bis heute, weitgehend zur Herstellung von Schleifmitteln, abgebaut.

Die Chloritoid-Korund-Margarit-opake Erze- und Diaspor-führenden Smirgel werden in der Regel von geringmächtigen (etwa 50 cm) Disthen-Hellglimmer-Schiefern und Epidot-Hellglimmer-Schiefern, die von ÖNAY (1949) "Dachzone" benannt wurden, überlagert. Diese sind ebenfalls auf die langgestreckten, taschenförmigen Linsen beschränkt und werden von gebankten Calcitmarmoren überlagert.

V.3 Tektonik

Die Kartierung eines Teils des Südostrandes des Menderes-Massivs zeigt, daß der tektonische Bau unkompliziert ist. Das Kernkristallin bildet ein zentrales Gewölbe, auf das sich in mehr oder weniger konzentrischen Schalen die Gesteinsabfolgen der Schieferhüllen legen. Die Schieferhülle selbst bildet eine große Mulde, deren flachliegende Achse dem Rand des Kernkristallins folgt. Im bearbeiteten Gebiet verläuft die Mulde NE-SW.

Die im Gelände gemessenen Gefügedaten sind zum Teil in der geologischen Karte dargestellt (vgl. Anhang) und in Gefügediagrammen ausgewertet.

V.3.1 Lithologische Grenzen

Die wichtigste lithologische Grenze innerhalb der kartierten

Gesteine liegt zwischen Kernkristallin und Schieferhülle. Diese Grenze ist im untersuchten Gebiet sowohl konkordant, bei Dere mah. und Camköy im Zentralteil des Gebietes, als auch mit flacher Diskordanz ausgebildet, in der Umgebung von Cakmak T., im Südwesten des Gebietes und westlich von Alikirse mah..

Im Straßeneinschnitt etwa 200 m nördlich von Irmadan mah. ist der Charakter der Grenze zwischen Metagranit des Kernkristallins und der Schieferhülle deutlich zu erkennen: Metagranit und Gt-Bi-Ms-Schiefer sind hier isoklinal miteinander verfaltet und transversal geschiefert (s 147/50 ; Abb. 10).

Paragneise und Schiefer des Kernkristallins lagern mit sedimentärer Diskordanz, durch die spätere tektonische Überprägung aber mit struktureller Konkordanz auf den Augengneisen und dem Metagranit des Kernkristallins (z.B. zwischen Seykel mah. und Hacialiler mah.).

Die lithologische Grenze zwischen stark geschieferten Augengneisen und Granat-Biotit-Muscovit-Schiefern der Schieferserie des Kernkristallins ist im NE des Gebietes, wo sie nahezu senkrecht steht, konkordant aber stark verfaltet.

Die Serien der Schieferhülle liegen sowohl am Nordflügel wie am Südflügel der Mulde konkordant aufeinander (vgl. Profil zur geologischen Karte). Eine Ausnahme bilden nur die Smirgel-haltigen Calcitmarmore als oberstes Schichtglied im Inneren der Mulde. Diese liegen mit flacher Winkeldiskordanz auf den Kalksilikatschiefern des Nordflügels.

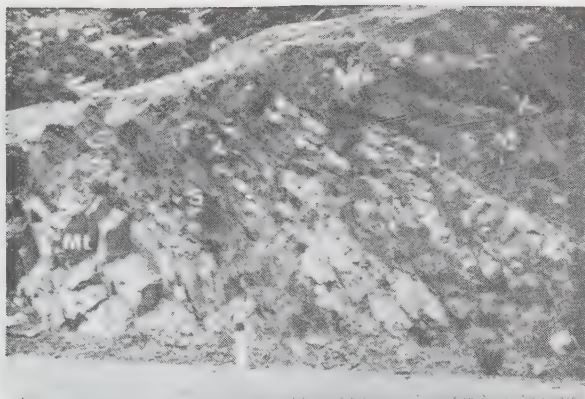


Abb. 10 : Grenze zwischen Metagranit des Kernkristallins und Gt-Bi-Ms-Schiefer der Schieferhülle etwa 200 m nördlich von Irmadan mah.. Metagranit-Bänder sind mit den Schiefen isoklinal verfaltet.
Metagranit (Mt), Gt-Bi-Ms-Schiefer (S).

V.3.2 Schieferung

In allen Gesteinen des hier bearbeiteten Teils des Menderes-Massivs ist, mit nur wenigen Ausnahmen, eine Schieferung mehr oder weniger deutlich ausgebildet.

In den Augengneisen des zentralen Teils des Kernkristallins streicht die Schieferung in der Regel in N-S-Richtungen. Nur in der Nähe der ummantelnden Gesteine, die sowohl zum Kernkristallin als auch zur Schieferhülle gehören können, biegt die Schieferung um und paßt sich dem NE-SW-Streichen der auflagernden jüngeren Serien an. Ähnliche Verhältnisse wurden auch in anderen Teilen des Menderes-Massivs gefunden (SCHUILLING, 1962 und GRACIANSKY, 1966).

Nur in dem Biotit-Muscovit-Granat-Gneis und Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer der Schieferserie des Kernkristallins wurde gelegentlich neben der jüngeren regionalen Schieferungsrichtung (s_2) noch eine ältere Schieferung (s_1) gefunden,

die wellig oder sigmoidal verfaltet ist (Abb. 11).

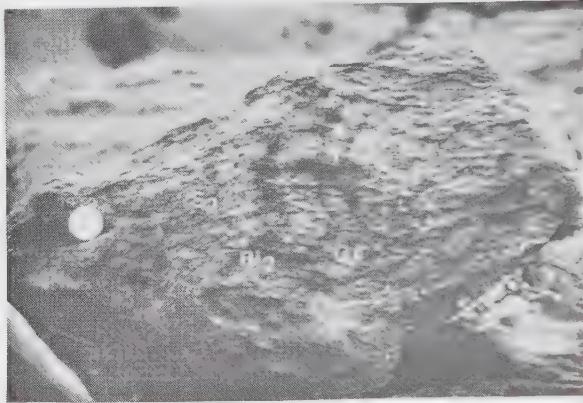


Abb. 11 : Biotit-Muscovit-Granat-Gneis des Kernkristallins mit zwei, etwa senkrecht aufeinander stehenden Schieferungen s_1 und s_2 . Bi_1 parallel zu s_1 , Bi_2 und Gt parallel zu s_2 ; Tamisabelen mah..

Die regionale NE-SW-Streichrichtung der Schieferung ist in den stark geschieferten Augengneisen und der Biotit-Muscovit-Granat-Gneis und Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer der Schieferserie des Kernkristallins generell gleich wie der Schieferhülle. Die Schieferung schwenkt im NE des Arbeitsgebiets in NNE-SSW-Richtung um, dem Verlauf der geologischen Grenzen folgend.

V.3.3 Faltung

Das mittlere Einfallen der Schieferung ist am Südflügel der Schieferhüllenmulde etwas steiler (65°) als am Muldenordflügel ($55 - 60^\circ$; Abb. 12-A). Daraus ergibt sich ein schwach NW-vergenter Muldenbau. Die B-Achse, die aus dem Sammel-diagramm der Schieferflächenpole konstruiert werden kann,

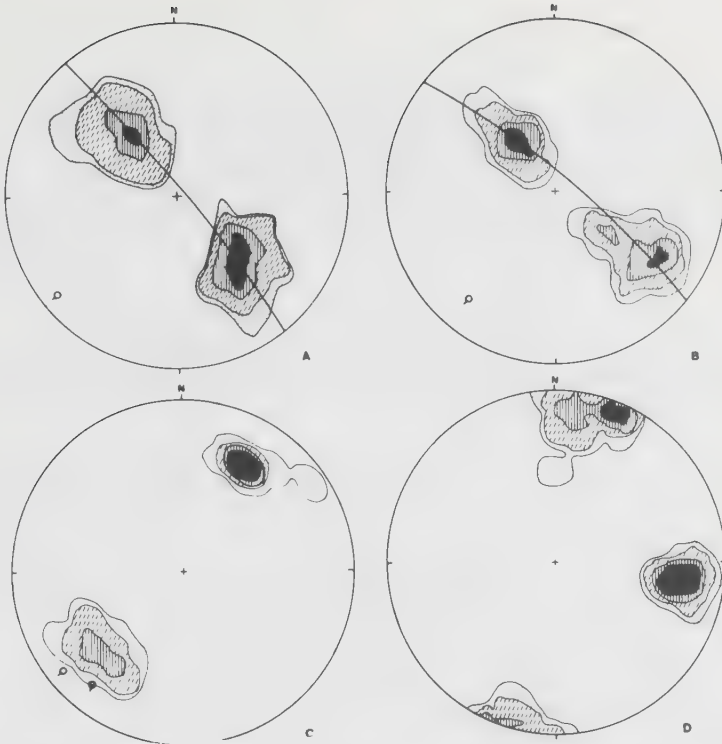


Abb. 12 :Darstellungen der Gefügedaten vom Südostrand des Menderes-Massivs im Schmidt'schen Netz.

- A- 183 Messungen der Schieferflächen entlang eines NW-SE Profilsstreifens durch die Schieferhüllenmulde im zentralen Teil des Arbeitsgebietes. Konstruierte Muldenachse B 231/06 .
Abstufung: 1,0%; 2,0%; 11,0%;20,0%.
- B- Gefügediagramm mit 45 s-Flächenpolen einer Falte im Kalksilikatschiefer am Nordflügel der Schieferhüllenmulde (S' des Flusses Sandal). Konstruierte Sattelachse B 220/10 .
Abstufung: 2,2%; 4,4%; 11,1%; 17,7%.
- C- 66 Flächenpole der Kluftflächen in Quarziten vom Südflügel der Schieferhüllenmulde (S' des Flusses Akarca). Maxima Kl₁ 210/72; Kl₂ 049/70. Die B-Achsen aus den Diagrammen A und B sind zum Vergleich eingetragen,
Abstufung: 1,6%; 4,8%; 14,5%; 24,1%.
- D- 95 Flächenpole der Kluftflächen im Augengneis des Kernkristallins (Straßeneinschnitt etwa 1 km NW' Araplar mah.). Maxima Kl 202/80 und Kl 279/74.
Abstufung: 1,0%; 3,1%; 9,4%; 15,7%.

ergibt eine flache nach SW einfallende Mulde, mit B 231/06 (Abb. 12-A).

Neben der weiträumigen Faltung der Schieferhülle kommen auch zahlreiche kleinere Falten im cm bis 100 m Bereich vor, die vor allem in der Wechselfolge verschiedener Schiefer bei Kaplancik mah. und in dem Fluß Kovanlik schön ausgebildet sind.

Die Achsenkonstruktion aus den s-Flächenmessungen eines etwa 100 m großen Sattels in den Kalksilikatschiefern (im Fluß Sandal) ergibt ebenfalls eine flach nach SW abtauchende Achse (220/10; Abb. 12-B).

Minerallineare, die über die gesamte Schieferhülle verteilt gemessen wurden, fallen etwas steiler als die konstruierten B-Achsen nach SW ein (Abb. 12-B).

Die Augengneise des Kernkristallins sind nicht nur durch die Schieferungsrichtung, sondern auch durch die B-Achsenrichtungen von ihren Rahmengesteinen zu unterscheiden. Wegen der starken Verwitterung waren allerdings nur vereinzelte Messungen möglich. Danach fallen die Achsen nach NNW ein (B 350/10).

V.3.4 Klüftung

Innerhalb der Augengneise, der Quarzite und Kalkglimmerschiefer sind Klüfte ein auffallendes tektonisches Merkmal, dagegen fehlen sie in der Regel in den phyllosilikatreicheren Gesteinen.

In den Augengneisen des Kernkristallins sind zwei im Mittel mit 78° aufeinander stehende Klüftungen ganz dominierend. Während die WNW-ESE streichende Klüftung (202/80) etwa senkrecht auf der Schieferung steht, streicht die andere Klüftung etwa parallel zur Schieferung, fällt aber

steiler als diese ein (W-279/74; Abb. 12-C).

In den Schieferhüllengesteinen treten vor allem zwei NW-SE streichende Klufttrichtungen auf, die einen spitzen Winkel (45°) miteinander einschließen. Beide Klufttrichtungen stellen Querklüfte zur SW-NE streichenden Schieferhüllenumulde dar, wobei die nach NE mit 70° einfallende Klüftung nahezu in der ac-Ebene der Schieferhüllennachsen steht (Abb. 12-D).

In Beziehung zur zentralen Kernkristallinaufwölbung gesehen stellen die Klüfte radial angeordnete Flächen dar.

V.3.5 Störungen

Lokale Störungen, vor allem Abschiebungen und Blattverschiebungen sind im Kartiergebiet durchaus häufig. Nur die bedeutendsten sind in die Karte eingetragen.

Innerhalb des Kernkristallins treten am Kartennordrand zwei parallel verlaufende E-W-streichende Störungen auf, an denen jeweils die nördliche Scholle gegenüber der südlichen abgesunken ist.

Innerhalb der Schieferhülle verlaufen die meisten auskartierbaren großen Störungen, wie auch viele der zahlreichen kleineren, radial vom Kernkristallin weg, doch kommen auch etwa tangential zum Kernkristallin orientierte Störungen vor (Abb. 13). An radialen Blattverschiebungen, die über die Grenze zwischen Kernkristallin und Schieferhülle verlaufen, konnten Versatzbeträge bis 150 m gemessen werden.

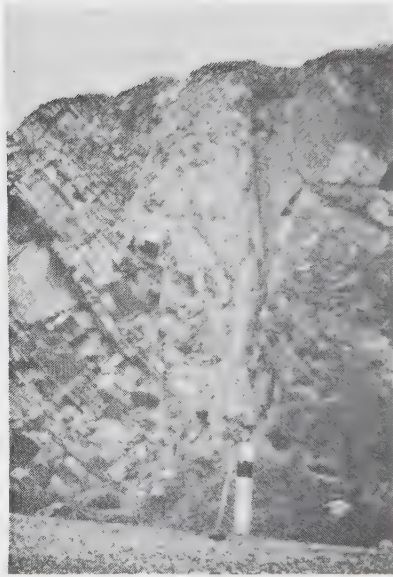


Abb. 13 : Steil stehende Störung in Quarziten mit Zwischenlagen von Glimmerschiefern. Entlang der Störung ist eine 1,5 m mächtige Mylonit-Zone ausgebildet. Die rechte Scholle ist gegenüber der linken abgesunken. Straßeneinschnitt südlich von Irmadan mah..

VI PETROGRAPHIE

VI.1 Gesteine des Kernkristallins

Die zunächst eintönig erscheinenden Gesteine des Kernkristallins können weiter in folgende Gesteinstypen untergliedert werden:

VI.1.1 Augengneis

Makroskopische Beschreibung:

Die frischen Bruchflächen sind hell- und dunkelgrau. Die typische Augenform wird sowohl durch die ovalen bis elliptischen Alkalifeldspäte (Längsdurchmesser 2 - 3 cm) wie auch durch die Aggregate aus Feldspäten und Quarzen erzeugt (Abb. 14). Die Blasten erreichen nordwestlich des Bucak

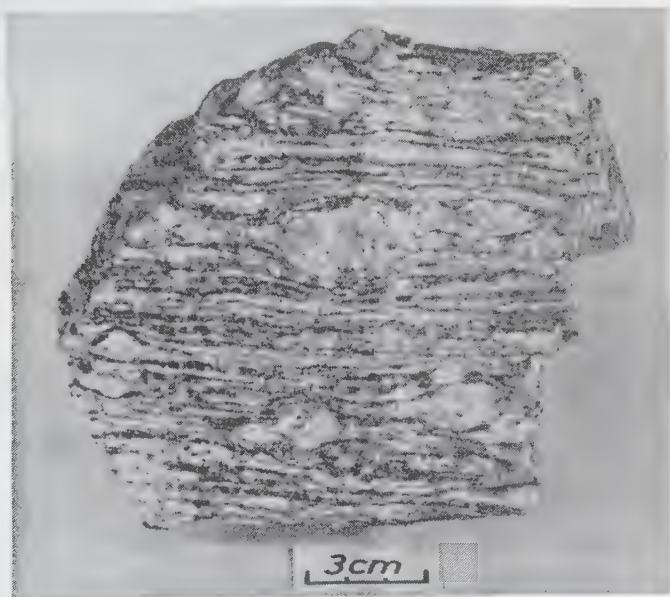


Abb. 14 : Typische Erscheinungsform der Augengneise. Etwa 1 km nordwestlich von Çine (Aufschluß am Anhang der Landstraße von Aydin nach Muğla).

Dorfes (östlich des Bafa-Sees) eine Größe von 4 - 5 cm (Abb. 15) und in der Nähe von Ödemis max. 3 cm (SCOTFORD, 1969). Die oftmals ellipsoidisch geformten Blasten sind von



Abb. 15 : In der Nähe von dem Dorf Bucak (östlich des Bafa-Sees) vorkommende Augengneise mit ca. 4 - 5 cm großen Alkalifeldspatblasten.

tektonischen Bewegungen beeinflusst (IZDAR, 1970 und BINGÖL, 1974).

Muscovit- und Biotit-Kristalle sind oft parallel zur Foliation orientiert. Sie zeigen im Gestein meist ein deutliches s-Flächengefüge an. Glimmer-reiche Lagen wechseln mit Quarz- oder Quarz-Feldspat-reichen Lagen (siehe Abb. 14).

Die bis 3 mm großen, ungleichmäßig im Gestein verteilten Granate sind dunkelbraun bis rötlichbraun gefärbt.

Mikroskopische Beschreibung:

Gefüge: Das Gefüge ist meist porphyroblastisch und z.T. auch granoblastisch mit in s geregelten Phyllosilikatlagen (Abb. 16). Die Augen sind regelmäßig oder auch unregelmäßig verteilt und bestehen sowohl aus Orthoklas bzw. Perthit wie auch aus Mikroklin und Plagioklas mit oder ohne Quarz. Die Phyllosilikatlagen fließen meist um die Porphyroblasten herum, oder sie sind in s eingeregelt. In der Umgebung der Feldspat-Augen gibt es Neubildungen von Quarz und Feldspat, die ein Mosaik-Gefüge bilden.



Abb. 16 : Gefüge des Augengneises bei Kurukemer mah..Q= Quarz, KF=Alkalifeldspat, Ms=Muscovit und Bi= Biotit; Probe 476; Vergr. 12x, +Pol.

Mineralbestand der Augengneise: Die Augengneise unterscheiden sich in ihrem Modalbestand praktisch nur durch den unterschiedlichen Anteil an Alkalifeldspatporphyroblasten. Mit Annäherung an die Schieferhülle nimmt der Gehalt an Glimmer,

Granat und Epidot-Klinozoisit zu.

Hauptgemengteile : Q, Plg, KF, Ms, Bi $\pm$ Gt

Akzessorien : Ep/Klz, Ti, Chl, Turm, Ap, Mo, Zr, Ru,
Ser und opakes Erz.

Paragenesen:

Muscovit-Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Granat-Quarz+Titanit

Muscovit-Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz-Titanit

Muscovit-Biotit-Plagioklas-Granat-Quarz+Titanit+Epidot

Muscovit-Biotit-Alkalifeldspat+Granat-Quarz+Titanit+Epidot

Muscovit-Biotit-Plagioklas-Quarz+Titanit+Epidot

Muscovit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz

Muscovit-Alkalifeldspat-Granat-Quarz

Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz-Titanit

Biotit-Plagioklas-Granat-Quarz

Tab. 4 : Modalanalysen von Augengneisen

Proben Nr.	Q	KF	Plg	Ms	Bi	Gt	Akz
155	38,7	15,6	29,0	10,3	4,1	1,1	1,2
157	58,0	24,1	9,7	2,2	3,6	- -	2,4
158	41,4	18,5	23,7	9,9	2,2	2,4	0,8
160	25,7	35,0	24,1	11,4	0,8	- -	3,0
290	36,0	14,2	20,0	24,4	0,5	- -	4,9
463	32,5	29,3	22,6	8,9	3,5	- -	3,2
469	48,3	10,8	24,3	8,3	5,8	- -	2,5
473	32,1	32,6	22,7	7,2	3,0	1,0	1,4
478	41,3	12,5	26,1	16,1	2,6	- -	1,4

Der quantitative Mineralbestand der Augengneise ist aus Tab. 4 und Abb. 17 ersichtlich. Bei der Darstellung der Modalanalysen im (Q-F-M)-Dreieck fallen die Punkte in die Nähe der F-Q-Seite.

Die Gesteine ähneln in ihrem mikroskopischen Mineralbestand so sehr den stark geschieferten Augengneisen, daß sie dort mitbesprochen werden (siehe Kap. VI.1.2).



Abb. 17 : (Q-F-M)-Dreieck. Q=Quarz, F=Feldspat, M=Mafite

- = Augengneis
- = Metagranit
- △ = Stark geschieferter Augengneis
- ▲ = Feinkörniger Bi-Ms-Plg-Gneis
- = Chl-Bi-Ms-Gneis

VI.1.2 Stark geschieferter Augengneis

Makroskopische Beschreibung:

Die meist dunkelgrauen bis bräunlichgrauen, stark geschieferten Augengneise weisen eine Bänder- und Flasertextur mit ellipsenförmigen Porphyroblasten auf (Abb. 18). Diese Gneise unterscheiden sich von dem oben besprochenen Augengneis deutlich durch die besser entwickelte Schieferung und ihren höheren Biotit-Gehalt. Außerdem sind die Porphyroblasten seltener und in der Regel auch kleiner (bis 2 cm). Die bänderförmigen Gneise zeigen einen rhythmischen Lagen-

bau mit hellen und dunklen Schichten. Fein- bis mittelkörnige Quarze und Alkalifeldspäte bilden den Hauptbestandteil der Grundmasse. Die nur wenige mm dicken Phyllosilikatlagen bestehen hauptsächlich aus Biotit und Muscovit. Fein-

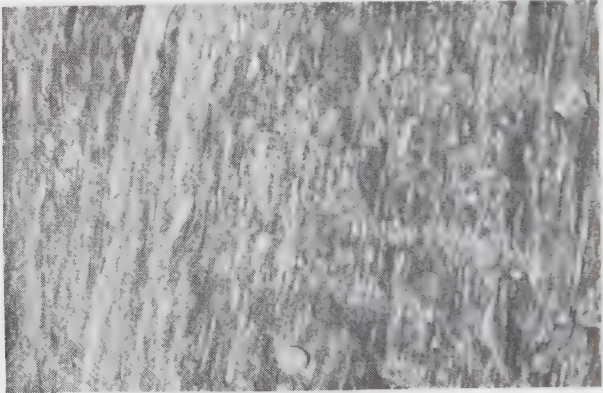


Abb. 18 : Detailaufnahme eines stark geschieferten Augengneises. Die kleinen, in s eingeregeltten Blasten, sowie die Schieferung sind deutlich erkennbar. Aufschluß in Kadıköy. Durchmesser der Münze 22 mm.

bis mittelkörnige Granate sind im Gestein unregelmäßig verteilt. Der stark geschieferte Augengneis wird von wenigen geringmächtigen Quarz-Gängen durchsetzt, die parallel und schräg zur Schieferung verlaufen.

Mikroskopische Beschreibung:

Gefüge: Das Gefüge des stark geschieferten Augengneises ist granoblastisch bis lepidoblastisch mit Quarz-Feldspat-Porphyroblasten (Abb. 19).

Mineralbestand:

Hauptgemengteile : Q, Plg, Ms, Bi, KF $\pm$ Gt

Akzessorien : Ep/Klz, Ti, Chl, Turm, Ap, Ru, Mo, Zr, Ser, Ilm, Ht und opakes Erz.

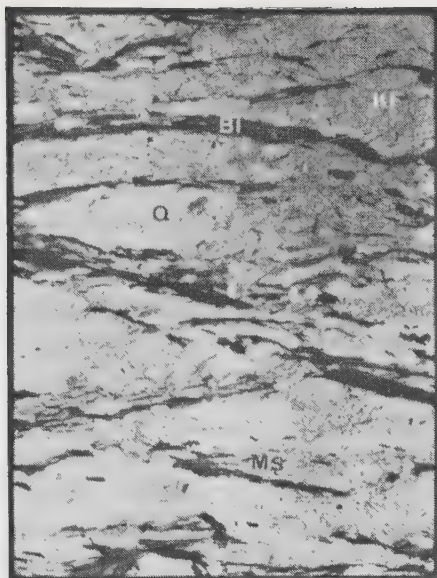


Abb. 19 : Gefüge des stark geschieferten Augengneises 50 m südwestlich von Dere mah.. Q=Quarz, Bi=Biotit, Ms=Muscovit und KF=Alkalifeldspat; Probe 233; Vergr. 14x, // Pol.

Paragenesen:

Biotit-Muscovit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Granat-Quarz
+Titanit+Epidot

Biotit-Muscovit-Plagioklas-Granat-Quarz+Ilmenit

Biotit-Muscovit-Alkalifeldspat-Granat-Quarz+Titanit

Biotit-Muscovit-Quarz-Epidot

Modalgehalte (in Vol. %) ¹		233 ²
Quarz	30-40	35,1
Plagioklas	15-25	18,3
Alkalifeldspat	3-10	3,8
Biotit	15-25	18,7
Muscovit	15-25	22,9
Akzessorien	2-3	1,2

1- Geschätzte Werte aus 10-Dünnschliffen

2- Point-Counter Analyse der Probe 233.

Die stark geschieferten Augengneise unterscheiden sich von den Augengneisen deutlich durch ihren höheren Muscovit- und Biotit-Gehalt. Die Modalanalyse der Probe 233 ist auch im (Q-F-M)-Dreieck dargestellt. Der Punkt liegt außerhalb des Bereiches der Augengneise (siehe Abb. 17).

VI.1.1,2 Mikroskopische Mineralbeschreibung der Augengneise und stark geschieferten Augengneise

Plagioklas: Zwei Generationen von Plagioklase sind u.d.M. zu beobachten:

Die erste Generation ist grobkörnig mit einer oft deutlich entwickelten Zwillingslamellierung nach dem Albit-, dem Albit-Karlsbader- oder dem Albit-Periklin-Gesetz. Außerdem weisen sie eine sehr intensive Serizitisierung auf, die meist im Kern des Kristalls beginnt. Selten wurden schwach zonar gebaute Körner beobachtet. In den Augengneisen beträgt der mittlere Durchmesser der meist xenomorphen und selten hypidiomorphen Plagioklas etwa 1 mm, in dem stark geschieferten Augengneis beträgt er etwa 0,5 mm.

Die Plagioklase sind entweder an den Rändern oder entlang von Rissen stark rekristallisiert und von sekundären Quarzgängchen durchzogen. Manche Plagioklase zeigen schwache Wellungen, die durch Deformation hervorgerufen wurden. Die röntgenographische Untersuchung ergab, daß es sich meist um Oligoklas mit einem Anorthitgehalt von 10 bis 20 % An handelt. DORA (1976) erhielt an einem Augengneis aus der Nähe von Kurukemer mah. die Zusammensetzung von $Ab_{81.5}An_{17}Or_{1.5}$ für einen Feldspat.

Die Plagioklase der zweiten Generation sind feinkörniger, meist nach dem Albit-Gesetz verzwillingt und fast ungetrübt. Der mittlere Durchmesser dieser Plagioklase beträgt sowohl im Augengneis wie auch im stark geschieferten Augengneis 0,2 mm.

Alkalifeldspat: Der Alkalifeldspat tritt meist in Form von Porphyroblasten auf. Es handelt sich meist um perthitischen Orthoklas, der in der Regel nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt ist, sowie um Mikroklin und selten Antiperthit. Die Alkalifeldspatporphyroblasten sind, ähnlich den Plagioklasen, serizitisiert und mit feinkörnigen Trübungen durchstäubt. Im stark geschieferten Augengneis sind die Alkalifeldspatporphyroblasten kleiner und typisch ellipsenförmig verformt. Zonar gebaute Alkalifeldspäte wurden selten beobachtet. Als Einschlüsse kommen folgende Minerale vor: Quarz (mit amöboiden Formen), unregelmäßige Plagioklase, schuppiger Serizit, Biotit und xenomorpher Klinozoisit.

Bei der Perthiten sind vor allem Filmperthite und Spindelperthite (Abb. 20) verbreitet, aber auch Aderperthite wurden beobachtet. Eine Probe aus der Umgebung von Cakmak T. zeigt weiterhin einen sehr ungewöhnlichen „Schachbrettperthit“, bei dem der Wirtskristall von den Perthitlamellen schachbrettartig aufgeteilt wird. Dieser Perthit wird von weiteren Albitlamellen spitzwinkelig durchkreuzt (Abb. 21). An den Rändern und in den Rissen der großen Alkalifeldspat- und Plagioklasporphyroblasten sind kleinere idiomorphe bis hypidiomorphe Mikrokline ausgebildet. Diese sind gleichkörnig und bilden mit jüngerem Plagioklas und Quarz ein granoblastisches bis mosaikartiges Teilkorngefüge.

Die röntgenographische Untersuchung der Alkalifeldspatporphyroblasten ergab $\text{Or}_{91}\text{Ab}_8\text{An}_1$. DORA (1976) bestimmte die Feldspäte zu $\text{Or}_{91}\text{Ab}_{8,5}\text{An}_{0,5}$ (Probe 137).

Myrmekitbildungen sind besonders im NW Teil des Arbeitsgebietes im Augengneis weit verbreitet (Kurukemer mah., Molla-ibrahim mah., Kocakavak mvk. und an den Flüssen Kemer und Karamcı). Es wurden folgende Myrmekittypen beobachtet:

A- Knollige Myrmekite (= bulbous myrmekite, nach PHILLIPS & CARR, 1973): Warzenförmige Gebilde aus Albit-reichem

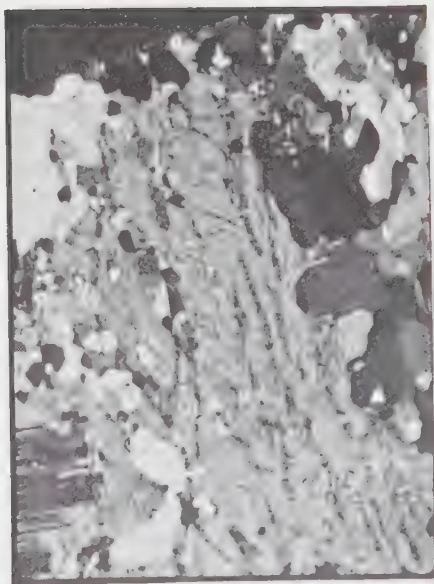


Abb. 20 : Alkalifeldspatporphyroblast mit Spindelperthit in zwei Generationen. Die feinspindelförmigen Albitlamellen (Perthit-I) sind von grob-spindeligen Albitlamellen (Perthit-II, im Bild etwa Nord-Süd) durchzogen. Etwa 600 m westlich Tütüncü T.. Probe 160; Vergr. 36 x, + Pol

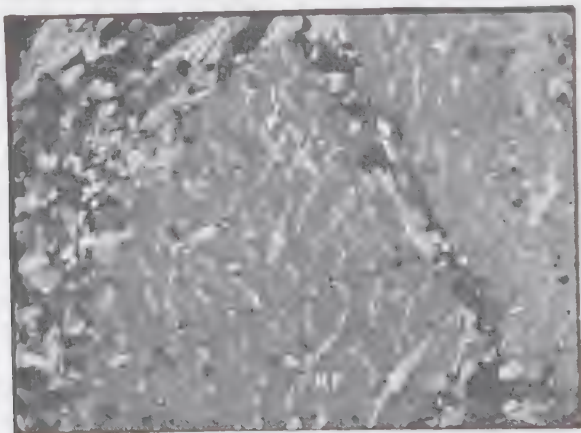


Abb. 21 : Alkalifeldspatporphyroblast mit zwei Perthit-Generationen.

- 1- helgraue, schachbrettähnliche Albitlamellen (Perthit-I)
 - 2- jüngere, spindelförmige Albitlamellen (Perthit-II), der den Perthit-I spitzwinklig durchsetzt.
- Nähe Cakmak T., Probe 476, Vergr. 32x, +Pol.

Plagioklas mit wurmförmigen Einlagerungen von Quarz (Abb. 22-A), die buchtenförmig in Alkalifeldspäte ragen.

B- Intergranular-Myrmekite (=intergranular myrmekite, nach PHILLIPS, 1964): Der Myrmekit hat sich zwischen zwei Alkalifeldspäten gebildet und ist zu diesen orientiert (Abb. 22-B). Diese Erscheinung wurde bereits von SCHREYER (1958) beschrieben.

C- Lappige Myrmekite (= lobate myrmekite, nach PHILLIPS (1974): Der Myrmekit geht von Sprüngen oder Rissen im Alkalifeldspat aus. Diese Sprünge sind im Inneren der Myrmekite durch eingeregelter Muscovite oder seltener durch Biotite nachgezeichnet (Abb. 22-C).

D- In Alkalifeldspat eingeschlossene Plagioklase zeigen gelegentlich die in Abb. 22-D skizzierte Art der Myrmekitbildung.

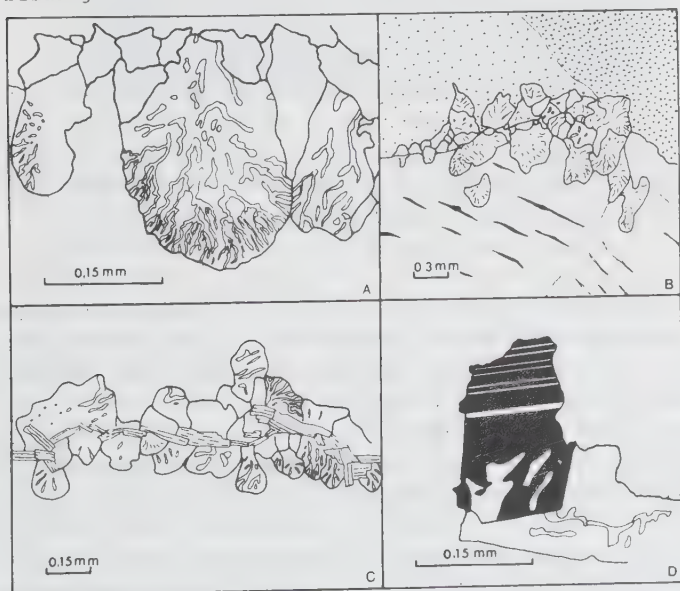


Abb. 22 A-D : Myrmekittypen. A-Knollige Myrmekite, B-Intergranular Myrmekite, C-Lappige Myrmekite, D-Myrmekitbildung in Plagioklas. Punktiert=Alkalifeldspat, wurmförmig=Quarz, längs schraffiert=Muscovit, strichpunktziert=Biotit und fettumrahmt=Plagioklas; Proben 157, 460 und 477.

Hellglimmer: Der Hellglimmer tritt in den Augengneisen und in den stark geschieferten Augengneisen in zwei Generationen auf.

Die erste Generation ist Muscovit. Er ist farblos und meist blättrig bis schuppig. Nach röntgenographischen Daten handelt es sich um $2M_1$ -Muscovit.

Die zweite Generation durchsetzt als Serizit in kleinen Schuppen Alkalifeldspat und besonders häufig Plagioklas.

Biotit: Die Biotite sind meist blättrig bis schuppig. Ihr Pleochroismus von dunkelbraunen Farben zu blaßbraunen oder rotbraunen Farben, könnte auf einen Ti-Gehalt hinweisen. Pleochroitische Höfe um Einschlüsse von Zirkon, Monazit und seltener Klinozoisit sind häufig. Die Biotite sind oft von Rande her oder entlang ihrer Spaltbarkeit oxidiert und zeigen Neubildungen von feinkörnigen Erzmineralien, die in feinsten Flittern rot durchsichtig sind. Es handelt sich hier wohl um Hämatit. Diese sekundären Erz-Bildungen sind besonders in den Biotiten des stark geschieferten Augengneises weit verbreitet. Die Biotite des Augengneises in der Umgebung von Bucakbelen mah. und etwa 800 m westlich von Servialan mah., in der Nähe der Grenze zwischen Augengneis und Schieferhülle, enthalten deutlich erkennbare sekundäre sagenitartige Einlagerungen. Nach NIGGLI (1965) handelt es sich bei diesen nadeligen Kristallen, die einen negativen Charakter der Längserstreckung und schiefes Auslösch zeigen, um Titanit. Das Auftreten solcher sagenitartigen Titanite auch in Chloriten zeigt, daß es sich bei diesen Chloriten um Pseudomorphosen nach Biotit handelt (Abb. 23).

Quarz: Quarz liegt fast stets xenomorph vor und enthält Einschlüsse von fein nadelförmigen Kristallen.

Granat: Der Granat tritt oft xenomorph mit poikiloblastischem Gefüge auf. Die Kristalle sind zum Teil zerbrochen und zu

Biotit und Chlorit umgewandelt (Abb.24a). Ilmenit, Quarz und Plagioklas kommen als Einschlüsse vor.

Die aus den Augengneisen in der Nähe von Bucakbelen mah. (Probe 286) stammenden Granate wurden mit der Mikrosonde

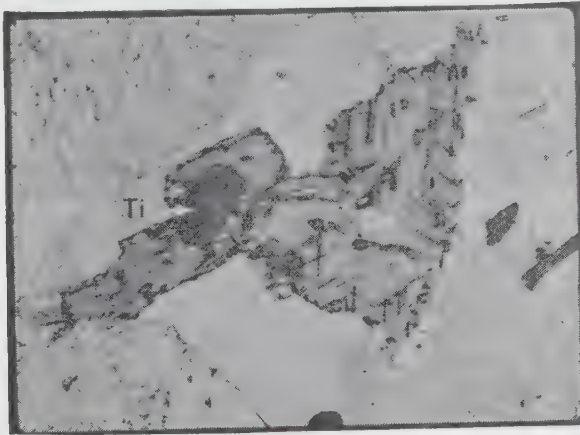


Abb. 23 : Pseudomorphose von Chlorit nach Biotit mit sagenitartig verwachsenen Titaniten. An einer Stelle (Ti) ein insekteneierförmiges Aggregat von Titanit. Umgebung von Bucakbelen mah.; Probe 397, Vergr. 70x, //Pol.

analysiert. An drei Granaten wurden Analysen entlang von Profilen durchgeführt (Tab. 5). Die Elementverteilung in Granatendes Augengneises ist in Abb. 24b (siehe auch Abb. 39) in Profilen dargestellt. Die chemische Zonierung der Granate ist schwach, nur bei dem zweiten Kornprofil ist eine Zonierung deutlich erkennbar. Während die Mitte des Korns relativ homogen ist, steigt die Konzentration an Mg und Fe zum Rand hin leicht an. MnO dagegen nimmt zum Rand hin deutlich ab. Die Ca-Werte pendeln in ganzen Körnern von 17,5 bis 18,2 CaO %.

Tab. 5 : Mikrosondenanalysen durch drei Granatkörner aus einem Augengneis (Probe 286). Strukturformeln berechnet für 24 Sauerstoffatome

	286															
	1.1	1.2	1.3	1.4	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.6	2.7	2.8	2.10	3.1	3.2	3.3
SiO ₂	37.6	37.7	38.0	37.8	37.7	37.9	38.0	37.8	37.7	38.1	37.9	38.2	37.9	37.6	37.8	38.0
TiO ₂	0.14	0.11	0.16	0.14	0.09	0.07	0.04	0.12	0.14	0.16	0.14	0.11	0.09	0.11	0.11	0.13
Al ₂ O ₃	20.5	20.4	20.7	20.6	20.7	20.6	20.5	20.6	20.4	20.5	20.6	20.9	20.7	20.5	20.4	20.6
Fe ₂ O ₃	1.12	1.43	1.10	1.17	0.90	1.25	1.32	1.06	1.30	1.36	1.26	1.11	1.19	0.99	1.39	1.13
FeO	18.03	18.13	18.25	18.16	19.09	18.44	17.91	18.12	17.50	17.72	17.77	18.24	19.56	19.34	19.01	19.23
MnO	3.25	3.39	3.33	3.39	2.68	3.28	3.86	4.03	4.10	4.21	4.35	3.99	2.72	2.39	2.53	2.27
MgO	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5
CaO	17.8	17.9	17.7	17.9	17.5	17.8	17.6	17.4	17.8	17.5	17.7	18.2	17.6	18.1	17.9	17.5
Summe	98.94	99.46	99.74	99.66	99.16	99.84	99.73	99.43	99.34	99.95	100.12	101.15	100.26	99.53	99.64	99.36
Si	6.00	5.99	6.01	5.99	6.00	6.00	6.02	5.99	5.99	6.01	5.99	5.97	5.98	5.96	5.99	6.01
Al	3.85	3.82	3.85	3.84	3.88	3.84	3.84	3.86	3.83	3.82	3.83	3.86	3.85	3.87	3.82	3.85
Fe ³⁺	0.13	0.17	0.13	0.14	0.11	0.15	0.16	0.13	0.15	0.16	0.15	0.13	0.14	0.12	0.17	0.13
Ti	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.11	0.10	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.12	0.12	0.13
Fe ²⁺	2.40	2.41	2.41	2.41	2.54	2.44	2.51	2.40	2.33	2.34	2.35	2.39	2.58	2.56	2.52	2.47
Mn	0.44	0.45	0.45	0.45	0.36	0.44	0.52	0.54	0.55	0.56	0.58	0.53	0.36	0.32	0.34	0.30
Ca	3.04	3.05	3.00	3.04	2.98	3.01	2.82	2.96	3.04	2.97	2.99	3.04	2.98	3.07	3.04	2.98
Alm %	5.99	6.01	5.97	6.01	6.00	6.00	5.96	6.00	6.01	5.96	6.01	6.05	6.03	6.07	6.02	5.96
And %	40.1	40.1	40.4	40.0	42.3	40.7	42.0	40.1	38.7	39.3	39.1	39.5	42.8	42.2	41.9	41.5
Gro %	3.8	4.6	3.8	3.9	2.9	3.9	4.1	3.5	4.3	4.6	3.6	3.5	3.8	3.2	4.4	4.3
Pyx %	46.9	46.1	46.4	46.7	46.9	46.3	45.3	45.8	46.3	45.2	46.1	46.9	45.5	47.4	46.1	45.7
Spess %	1.9	1.6	1.9	1.8	1.9	1.8	1.9	1.6	1.5	1.5	1.5	1.4	1.9	1.9	2.0	2.1
	7.3	7.6	7.5	7.6	6.0	7.3	8.7	9.0	9.2	9.4	9.7	8.7	6.0	5.3	5.6	5.1

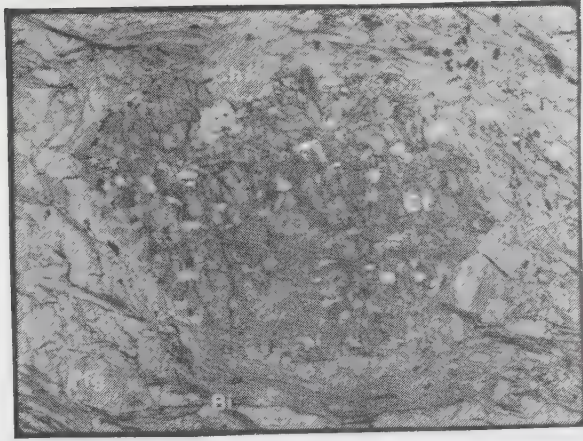


Abb. 24a: Granat des stark geschieferten Augengneises mit poikiloblastischem Gefüge und starker Chloritisierung an den Rändern und entlang von Rissen. Gt=Granat, Bi=Biotit, Ms=Muscovit, Chl=Chlorit, Q=Quarz und Plg=Plagioklas. Etwa 300 m östlich von Havca mah.; Probe 414; Vergr.16x, //Pol.

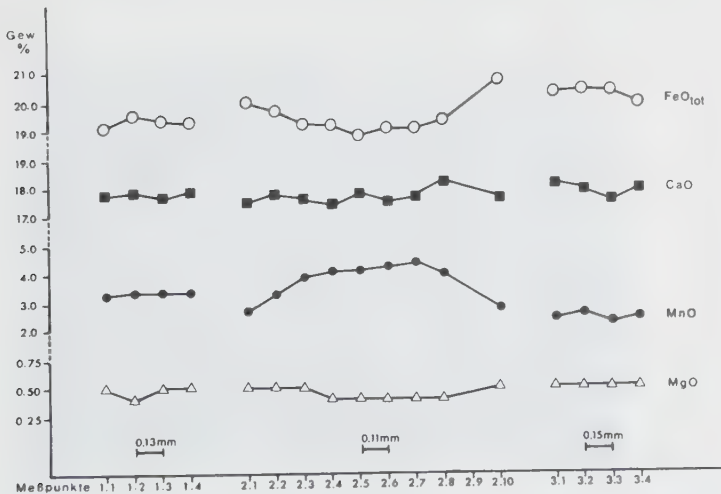


Abb. 24b: Elementprofile von den Granaten des Augengneises von Bucakbelen mah..

Die hypidio- bis xenomorphen Titanite des Augengneises sind an der Grenze zur Schieferhülle angereichert. Sie treten entweder als Einzelindividuen oder meist als insekten-eierförmige Aggregate auf.

VI.1.3 Metagranit

Makroskopische Beschreibung

Der Metagranit ist im allgemeinen ein grobkörniges, hellgraues, massives Gestein. Nur am Kontakt sowohl zum Augengneis als auch zu den Gesteinen der Schieferhülle lassen die Metagranite ein deutliches Parallelgefüge erkennen.

Außer Quarz und Feldspat sind in den meisten Proben nur grünliche Hellglimmer, Granat und Turmalin makroskopisch zu erkennen. Im nördlichen Teil des Metagranitgebietes (N' Irmadan mah.) tritt außerdem Biotit auf. Der mittelkörnige, sehr helle Metagranit in einer Linse nördlich von Cingiller mah. enthält anstelle des grünlichen Hellglimmers einen farblosen Hellglimmer und feine Schüppchen von Phlogopit.

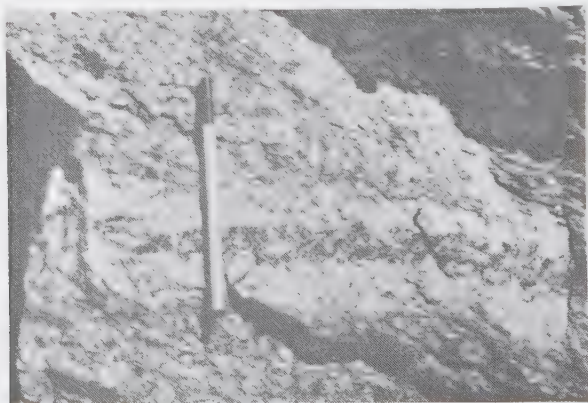


Abb. 25: Turmalin-Quarz-Gang in Metagranit. Deutlich ist die zonare Abfolge von Quarz und Turmalin erkennbar. Südöstlich von Arpacik T.. Maßstab ca. 16 cm.

Der Metagranit des Gebiets N' Irmadan mah. ist von vielen Quarz-Turmalin-Gängen (Mächtigkeit 3 bis 15 cm) durchschlagen. Der zentrale Teil der Gänge ist sehr Turmalin-reich, die Salbänder bestehen hauptsächlich aus Quarz (Abb. 26).



Abb. 26 : Gefüge des Metagranits mit Quarz (Q), Plagioklas (Plg), Alkalifeldspat (KF) und Phengit (Ph). Etwa 550 m südöstlich von Arpacık T.; Probe 161; Vergr. 14 x, +Pol.

Mikroskopische Beschreibung:

Gefüge: Das Gefüge der Metagranit ist meist granoblastisch und porphyroblastisch (Abb. 26).

Mineralbestand der Metagranite:

Hauptgemengteile : Q, KF, Plg, Ph

Akzessorien : Bi, Gt, Turm, Ms, Turm, Ap, Zr, Ep, Ser, Phl, Ti, Chl, Monazit und opakes Erz.

Paragenesen:

Phengit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz
Phengit-Biotit+Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz
Phengit-Biotit-Plagioklas-Granat
Phengit-Biotit-Alkalifeldspat-Quarz
Muscovit-Biotit+Plagioklas-Quarz-Ilmenit
Muscovit-Plagioklas+Alkalifeldspat-Quarz+Ilmenit
Muscovit-Granat-Quarz

Der qualitative Mineralbestand aller Metagranite ist praktisch gleich. Geringe Unterschiede bestehen nur bei seltenen Akzessorien. Bemerkenswert ist das Auftreten von Granat in den geschieferten Metagraniten an den Kontakten zur Schieferhülle und zum Augengneis.

Tab. 6: Modalanalysen von Metagraniten

Vorkommen Nr.	Q	KF	Plg	Ph	Bi	Akz
1.1	36,5	25,0	26,0	10,9	- -	1,6
1.6	37,9	14,0	27,6	17,6	0,9	2,0
1-B	33,4	30,1	25,6	9,2	- -	1,7
161	40,2	25,7	19,7	13,3	- -	1,1
481	38,7	29,1	17,4	11,5	1,8	1,5
482	35,9	34,3	18,6	9,3	- -	1,9
483	27,3	37,1	28,5	5,1	0,9	1,1
484	26,7	36,5	29,1	6,3	- -	1,4

Der quantitative Mineralbestand der Metagranite ist in Tab. 6 und im Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas (Q-A-P)-Dreieck eingetragen (Abb. 27). Bei der Darstellung der Modalanalysen im (Q-A-P)-Dreieck fallen alle Punkte in das Feld der Granite (nach STRECKEISEN, 1965, 1974 und IUGS= SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF INGENIOUS ROCKS, 1973). Bei der Darstellung im Q-F-M-Dreieck (vergl. Kap. VI.1.1) fallen die Modalanalysen ausnahmslos in den Bereich der

Augengneise und sind deutlich von den Gesteinen der Schiefer-
serie des Kernkristallins getrennt.

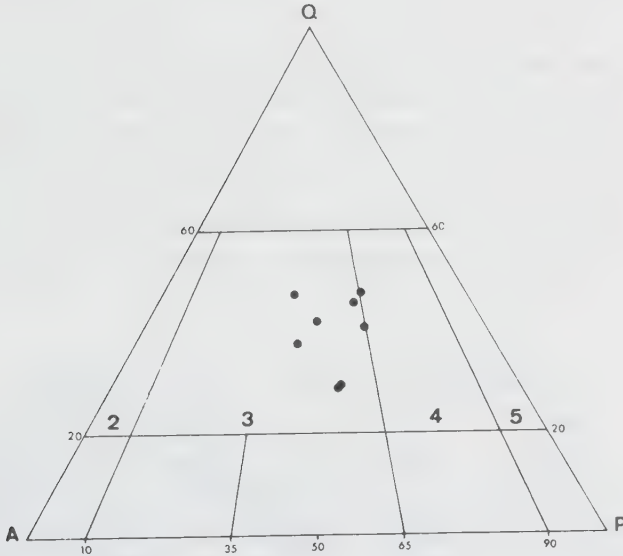


Abb. 27 : Darstellung der Metagranite im Dreiecksdiagramm
nach STRECKEISEN (1974) und IUGS (1973).
Q=Quarz, A=Alkalifeldspat, P=Plagioklas,
2=Alkaligranit
3=Granite
4=Granodiorite (An < 50)
5=Granogabbro (An > 50)

Alkalifeldspat: Der Alkalifeldspat ist meist perthitischer
Orthoklas und seltener Mikroklin. Die heterogenen Alkali-
feldspäte treten hypidiomorph bis xenomorph auf. Zonar gebaute
Alkalifeldspäte wurden in dem untersuchten Material nie beob-
achtet, Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader-Gesetz sind
häufig. Die beobachteten Perthitarten sind: Flecken-, Ader-

und Filmperthit, sowie Spindelperthit. Zwei Generationen von Alkalifeldspäten können unterschieden werden:

1. Ältere, durchstäubte und zertrümmerte große perthitische Alkalifeldspäte.
2. In den Rissen der zertrümmerten Alkalifeldspäte der Generation 1 kristallisierte eine zweite Generation, die mit Quarz ein Mozaikgefüge bildet. Diese neu gebildeten Alkalifeldspäte, die klar und kaum durchstäubt sind, zeigen bei gekreuzten Polarisatoren eine deutliche, wenn auch flaue Mikrolingitterung. Diese Art der Alkalifeldspäte ist weit verbreitet (Abb. 28).

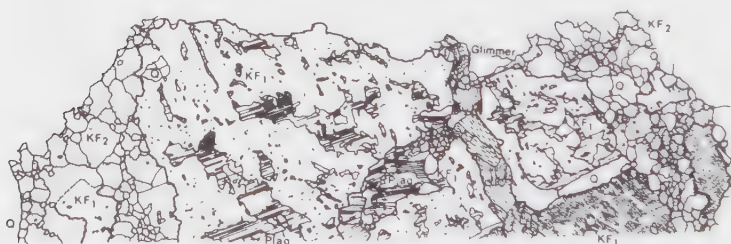


Abb. 28: Alkalifeldspat im Metagranit.
Großer perthitischer Alkalifeldspat (KF₁); Plagioklas (Plg); rekristallisierter Alkalifeldspat (KF₂=Mikroclin)punktiert. Quarz=weiß, Glimmer= strich-punktiert, Probe 482; Vergr. 20x, +Pol..

In einer neueren Arbeit von DORA (1976) werden Feldspäte aus verschiedenen Teilen des Menderes-Massivs beschrieben, unter anderem auch aus dem Metagranit nördlich von Irmadan mah. (Probe Nr. 139). Nach röntgenographischen Daten bestimmte er die Alkalifeldspäte dieser Probe (139) als $Or_{91.5} Ab_8 An_{0.5}$.

Plagioklas: Die Plagioklase treten meist als xenomorphe bis hypidiomorphe Kristalle auf. Die mittlere Länge der Kristalle beträgt etwa 3 mm. Am häufigsten kommen Zwillingbildungen nach dem Albit- und dem Albit-Karlsbad-Gesetz vor. Zonarbau wurde nicht beobachtet. Die Plagioklase, oft besonders die Kerne, sind häufig stark serizitisiert. Vereinzelt kommt es zu einer Vergrößerung der Serizite in den Kernen. Der Anorthitgehalt liegt zwischen 10 und 18 %. DORA (1976) bestimmte die Plagioklase des Metagranits von Irmadan mah. zu $Ab_{85.5} An_{13} Or_{1.5}$.

Quarz: Der mittlere Korndurchmesser der Quarze beträgt etwa 0,1 mm. Die Quarz-Kristalle sind nicht ganz einschlußfrei. Meist sind sehr kleine Serizit-Schüppchen und seltener Apatit und Zirkon eingeschlossen. Die c-Achsen der Quarze sind an der Grenze zum Nebengestein in s-Richtung eingeregelt, wobei mehrere Kristalle zu Aggregaten mit ellipsoidischem Umriss zusammentreten.

Hellglimmer: Die Hellglimmer der Metagranite zeigen makroskopisch dunkelgrüne Farben und mikroskopisch einen deutlichen Pleochroismus von blaßgrünlich in Richtung n_y und n_z bis farblos in Richtung n_x . Die Kristalle sind blättrig, tafelig bis schuppig. Sie sind meist unregelmäßig angeordnet; bisweilen umschmiegen sie auch die Feldspat- und Quarz-Porphyroblasten. Diese Glimmer haben als Einschlüsse Quarz und gerundete Zirkone. Apatit-Körner liegen oft zwischen einzelnen Glimmer-Schichtpaketen.

Eine röntgenographische Untersuchung ergab, daß es sich um Phengit handelt.

Akzessorien: Die Granate an der Grenze zur Schieferhülle sind hypidiomorph bis xenomorph oder selten rundliche Neubildungen. Sie kommen hauptsächlich in Alkalifeldspäten, aber auch selten in Plagioklasen als Einschlüsse vor, die in Dünnschliffdicke farblos erschienen. Der mittlere Durchmesser der Körner beträgt 0,2 mm (Abb. 29).

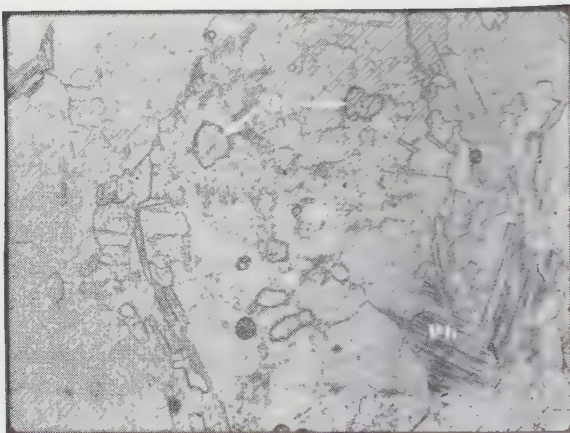


Abb. 29 : Metagranit mit xenomorphen Granaten.
Gt=Granat, KF=Alkalifeldspat, Q=Quarz und
Ph=Phengit. Etwa 300 m nördlich von Irmadan
mah.; Probe 1-B; Vergr. 50 x, // Pol.

An der Grenze zum Augengneis kommen reliktsche Granate vor, die zum größten Teil in Biotit und Muscovit abgebaut wurden; in einzelnen Fällen sind die idiomorphen Kornformen der Relikte noch erkennbar (Abb. 30).

Biotit: Man kann zwei Arten von Biotiten unterscheiden:

Biotit-1: Dieser Biotit zeigt einen Pleochroismus von hellgelb nach dunkelbräunlichgrün oder dunkelbraun und ist mit Phengit verwachsen. Pleochroitische Höfe sind häufig.

Biotit-2: Biotit-2 ist ein Umwandlungsprodukt nach Granat. Er hat einen Pleochroismus von blaßgelblichgrün nach bräunlichgrün und ist radialblättrig bis schuppig. Auch er zeigt pleochroitische Höfe.

Andere Akzessorien: In allen Proben kommen akzessorische Apatite, Turmaline mit Zonarbau, Zirkone, Monazite, Erze, xenomorphe bis hypidiomorphe Titanite und Serizit vor.

Die Feldspäte einiger Proben sind mit feinkörnigen, mikroskopisch nicht bestimmbar Trübungen durchstäubt.

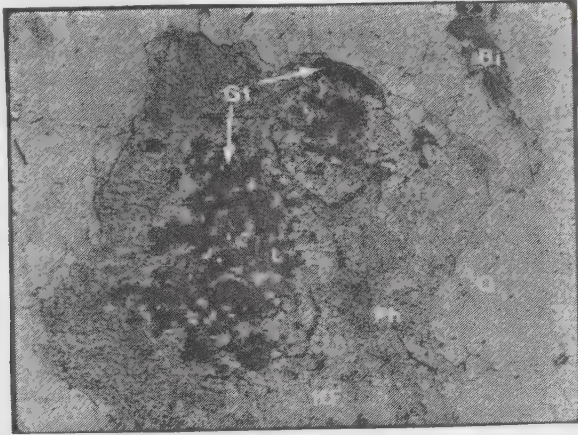


Abb. 30 : Reliktische Granate, die weitgehend zerfallen sind. Die idiomorphen Kristallbegrenzungen sind erkennbar. Gt=Granat, Ph=Phengit, Bi=Biotit, KF=Alkalifeldspat und Q=Quarze. Etwa 500 m westlich von Hacialiler mah.; Probe 481; Vergr. 15 x, // Pol.

VI.1.4 Feinkörniger Biotit-Muscovit-Plagioklasgneis

Makroskopische Beschreibung:

Die mit feinschuppigen Hell- und Dunkelglimmern belegten s-Flächen der feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklasgneise erschienen hellbraun bis hellgrau, und der frische Bruch quer zu s ist grau bis dunkelgrau gefärbt. In einigen Aufschlüssen enthalten die Plagioklasgneise bis zu 10 cm große Granatporphyroblasten, die von 1 - 2 mm dicken, weißen Säumen umgeben sind.

Mikroskopische Beschreibung:

Gefüge: Der feinkörnige Bi-Ms-Plg-Gneis weist im allgemeinen ein lepidoblastisches Gefüge auf. Abweichend davon kann das Gefüge des feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneises von Asar T. als unregelmäßig bis richtungslos bezeichnet werden. Der durchschnittliche Korndurchmesser beträgt etwa 0,2 mm für die Grundmasse und bis zu 4 mm für die Granatporphyroblasten.

Die Granatporphyroblasten der feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneise, die in polygonalen Bögen von Biotit und Muscovit umschmiegelt werden, sind oft lagenförmig in s angereichert. Diese Granate sind z.T. weitgehend retrograd metamorphisiert, wobei sich Muscovit, Biotit, Quarz und Plagioklas (+ Chlorit) als charakteristische Umwandlungsparagenese bildete. Die neugebildeten Glimmer sind im Gegensatz zu den primären, in s eingeregelt radial um das Zentrum der Granatporphyroblasten angeordnet und zeichnen so deutlich die ehemaligen Kornumrisse nach (Abb. 31). Das bedeutet, daß die retrograde Umwandlung im wesentlichen ohne tektonische Durchbewegung erfolgte.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile : Q, Bi, Ms, Plg, ± Gt

Akzessorien : Chl, Ap, Turm, Ep/Klz, Ti, Zr, Ru, Ser,
Ilm und opakes Erz.

Der qualitative Mineralbestand aller feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneise ist weitgehend gleich. Im Mineralbestand unterscheiden sich diese Gesteine von den Augengneisen, den Metagraniten und den stark geschieferten Augengneisen deutlich durch das starke Zurücktreten bzw. Fehlen von Alkalifeldspat und das Auftreten von weißen Säumen enthaltener Granat.

Paragenesen:

Muscovit-Biotit-Plagioklas-Granat+Epidot+Titanit

Muscovit-Biotit-Plagioklas-Quarz+Rutil

Muscovit-Biotit-Chlorit-Plagioklas-Quarz+Rutil

Muscovit-Chlorit+Plagioklas-Quarz

Tab. 7: Modalanalysen von feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklas-Gneisen

Proben Nr.	Q	Plg	Ms	Bi	Gt	Akz
292	21,0	6,5	31,5	39,9	- -	1,1
373-B	23,4	6,7	36,1	28,0	4,8	1,0
397-A	36,5	23,9	17,4	18,9	0,5	2,8
398	27,2	12,1	34,8	21,5	0,3	4,1
435	40,4	13,3	28,5	16,2	- -	1,6
476	51,7	2,2	17,1	26,7	0,7	1,6

Der modale Stoffbestand der feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneise ist in Tab. 7 und in Abb. 17 dargestellt. Wie im (Q-F-M)-Dreieck zu sehen ist, unterscheiden sie sich von den Augengneisen und den Metagraniten deutlich durch ihren höheren Gehalt an Quarz und Mafiten.

Plagioklas: Der meist xenomorph und verzwillingte Plagioklas bildet mit Quarz ein granoblastisches Gefüge. Die Kristalle sind mit durchschnittlich 0,1 mm Durchmesser etwas kleiner als die Quarze. Der Anorthitgehalt der Plagioklase wurde mit röntgenographischen und opt-schen Methoden zu 12 - 16 % An bestimmt.

Quarz: Quarz ist xenomorph und fast homöoblastisch mit einem Durchmesser von 0,2 bis 0,5 mm. Zwischen den Körnern sind meist Tripelpunkte mit 120° Korngrenzwinkeln ausgebildet, die auf eine durchgreifende Rekristallisation hindeuten. Gelegentlich wurden Quarze mit kleinen Hellglimmer-Einschlüssen (Serizit ?) beobachtet. Die meist undulös auslöschenden Kristalle sind parallel zur Schieferung einge-regelt.

Glimmer: Nach der Art des Auftretens können je zwei Typen der beiden Glimmer unterschieden werden:

Biotit-1: Dieser Biotit ist meist kleinschuppig (mittlere Länge der Schuppen 0,2 mm) bis selten blättrig und zeigt einen Pleochroismus von braun nach blaßgelb. Der Biotit-1 liegt meist in der Schieferung und selten schräg dazu. Pleochroitische Höfe sind häufig. Gewöhnlich ist auch das Auftreten dieser Biotite in inniger Verwachsung mit Muscovit und Quarz. In einigen Fällen wurden Neubildungen von Chlorit und opaken Erzen (Hämatit ?) entlang der Spaltbarkeit beobachtet.

Biotit-2 wurde der radial angeordnete, sekundäre Biotit der Pseudomorphosen nach Granat genannt. Er hat durchschnittlich 0,4 mm Länge und ist damit größer als der Biotit-1. Sein Pleochroismus geht von braunen zu gelbbraunen Farben (siehe Abb. 31).

Ebenso können die Muscovite in zwei Typen untergliedert werden:

Muscovit-1, vorwiegend in s eingeregelt, ist fast farblos und kleinschuppig (Mittelwert 0,2 mm).

Der gleichfalls farblose Muscovit-2 der Pseudomorphosen ist mit einem Durchmesser von ca. 0,5 mm größer und wie der Biotit-2 radial zum Zentrum der Pseudomorphose orientiert (siehe Abb. 31).

Granat: Der Granat tritt in den feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneisen als Porphyroblasten auf, die im Gestein lagenförmig parallel der Schieferung angeordnet sind. Sie zeigen sieb- bis amöbenartige Strukturen und weisen charakteristische Reaktionen auf. Die Kristalle können vom Rande her durch hell erscheinende Aggregate von Ms, Bi, $\pm$ Plg, $\pm$ Quarz pseudomorphosiert werden. Diese Reaktion ist in den Gesteinen über alle Zwischenstadien mit reliktschen Kernen bis zum

vollständigen Ablauf verfolgbar (siehe Abb. 31).

Zum Teil sind die untersuchten Granate des feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneises optisch deutlich zonierte, wobei ein dunkel erscheinender, einschlußreicher Kern von einem unterschiedlich breiten, weitgehend einschlußfreien und dadurch heller erscheinenden Saum umgeben wird. Auf diesen Saum kann eine weitere Randzone, die wiederum mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz und Erz pigmentiert ist, folgen (Abb. 32). Die Mikrosonde Untersuchung dieser Granate (Tab.8)



Abb. 31: Beginnende Pseudomorphose von Ms, Bi, Plg und Q nach Granat im feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneis. Etwa 500 m nördlich von Asar T. (im Norden des Arbeitsgebietes). Probe 373; Vergr. 11,5x und // Pol..

ergab einen sehr ausgeprägten Zonarbau vor allem für die Element Fe, Mg, Ca und Mn. Abbildung 33 gibt ein Mikrosonden-Linienprofil des in Abb. 32 (siehe auch Abb. 39) gezeigten Kristalls aus einem feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneis etwa 500 m östlich von Yarisalani mah. (Probe Nr. 436). In Tabelle 8 sind die Analysen der 21 Meßpunkte zusammengestellt.

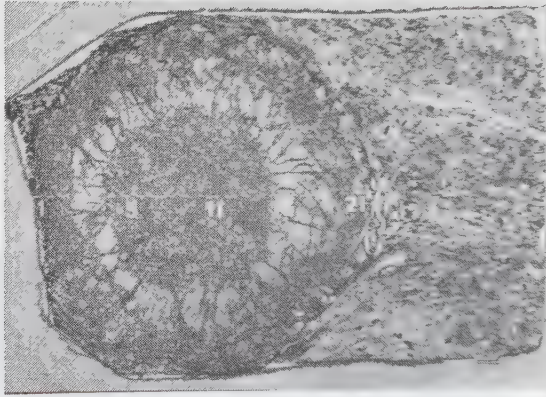


Abb. 32 : Zonar gebauter Granatporphyroblast im feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklasgneis. Die eingezeichnete Linie mit den Meßpunkten entspricht dem Mikrosonden-Profil in Abb. 33. Etwa 500 m östlich von Yarisalanı mah.; Probe 436; Vergr. 2,8 x, // Pol.

Die Konzentration von Mg nimmt symmetrisch vom Zentrum des Kristalls zum Rande hin zu, während bei Ca und Mn eine starke symmetrische Abnahme zu verzeichnen ist. Beim Eisen ergibt sich ein etwas abweichendes Bild mit einer anfänglich symmetrischen Zunahme von 31,8 % im Kern bis über 40 % und dann einer Abnahme bis auf Werte unterhalb 38 % am äußersten Rand. Dieses Verteilungsmuster spricht für eine retrograde Anreicherung von Almandin-Molekül in der randlichen Partie der Granate.

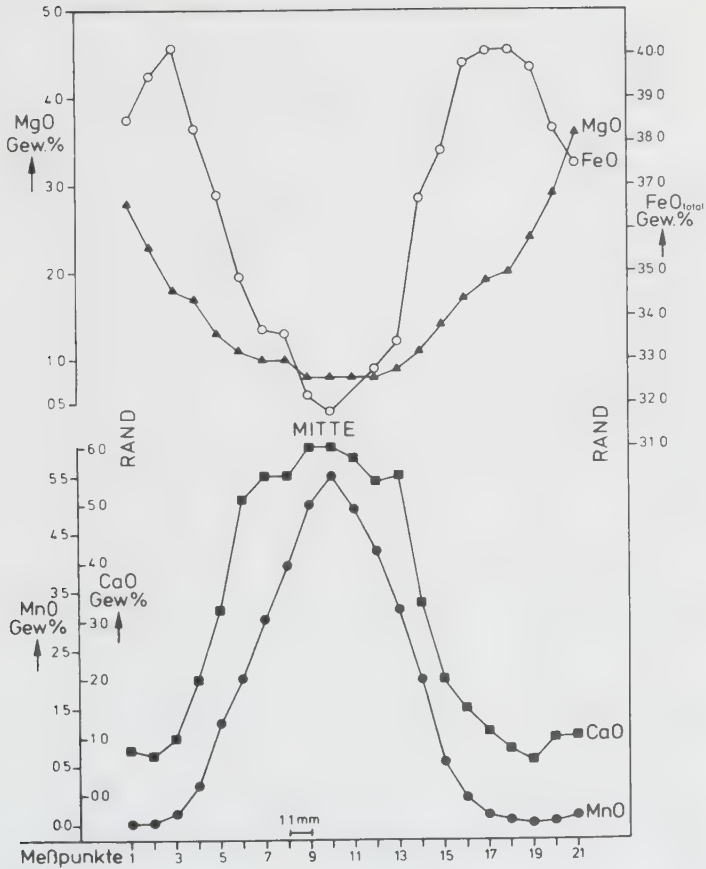


Abb. 33 : Elementprofil durch einen Granat (Abb. 32) aus einem feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklasgneis von Yarisalani mah..

Tab. 8 : Mikrosondenanalysen entlang eines Profils durch einen Granat aus einem feinkörnigen Biotit-Muscovit-plagioklasgneis (Probe 436 ; Gesamtseisen als FeO ; Strukturformeln berechnet für 24 Sauerstoffatome)

	436																					
	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	1.10	1.11	1.12	1.13	1.14	1.15	1.16	1.17	1.18	1.19	1.20	1.21	
SiO ₂	37.0	36.8	37.0	36.8	36.9	36.7	36.9	36.8	37.2	37.1	36.8	37.0	37.0	36.7	36.7	36.8	36.5	36.8	36.8	37.0	37.1	
TiO ₂	0.10	0.10	0.12	0.12	0.10	0.12	0.12	0.12	0.14	0.12	0.25	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.07	0.10	0.07	0.01	0.08	
Al ₂ O ₃	20.5	20.3	20.3	20.2	20.5	20.2	20.3	20.6	20.6	20.5	20.2	20.7	20.5	20.2	20.6	20.4	20.5	20.5	20.6	20.6	20.6	
Fe ₂ O ₃	0.53	0.53	0.93						0.44		0.81					0.73				0.35		
FeO	38.01	39.32							31.81		31.58					39.13				32.97		
MnO	0.03	0.04	0.14	0.45	1.17	1.68	2.36	2.97	3.68	4.00	3.62	3.13	2.46	1.66	0.72	0.30	0.10	0.06	0.00	0.01	0.09	
MgO	2.8	2.3	1.8	1.7	1.3	1.1	1.0	1.0	0.8	0.8	0.8	0.9	1.1	1.4	1.7	1.9	2.0	2.4	2.8	1.6		
CaO	0.8	0.7	1.0	2.0	3.2	5.1	5.5	5.5	6.0	6.0	5.8	5.4	5.5	5.3	2.0	1.5	1.1	0.8	0.6	1.0	1.0	
Summe	99.77	99.74	100.61	99.57	99.97	99.80	99.88	100.59	100.67	100.32	99.86	99.90	99.83	99.71	99.27	100.63	100.30	100.35	100.17	99.80	100.17	
Si	6.01	6.01	6.01	6.03	6.01	5.99	6.01	5.96	5.98	6.00	5.99	6.01	6.02	6.05	6.02	5.98	5.96	6.00	5.98	6.00	6.00	
Al	3.92	3.91	3.87	3.90	3.93	3.89	3.90	3.94	3.93	3.92	3.93	3.92	3.92	3.91	3.99	3.90	3.94	3.92	3.94	3.95	3.92	
Fe ³⁺	0.06	0.12						0.05			0.10				0.09					0.04		
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Mg	0.67	0.56	0.45	0.40	0.32	0.27	0.23	0.24	0.20	0.20	0.20	0.20	0.22	0.27	0.33	0.41	0.47	0.49	0.59	0.67	0.86	
Fe ²⁺	5.17	5.40	5.53	5.25	5.02	4.76	4.58	4.54	4.29	4.30	4.30	4.45	4.54	4.92	5.19	5.32	5.48	5.46	5.41	5.41	5.46	
Mn	0.00	0.01	0.02	0.06	0.16	0.23	0.32	0.41	0.50	0.55	0.50	0.43	0.34	0.23	0.10	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	
Ca	0.14	0.12	0.17	0.35	0.56	0.89	0.96	0.95	1.04	1.03	1.01	0.93	0.96	0.59	0.34	0.27	0.19	0.14	0.30	0.37	0.17	
	5.98	6.09	5.97	6.06	6.06	6.15	6.09	6.14	6.03	6.08	6.01	6.01	6.06	6.01	5.96	6.04	6.15	6.10	6.10	5.99	6.08	
Al ^{IV}	86.4	88.6	89.3	86.6	82.8	77.4	75.2	73.9	71.2	70.7	70.5	74.0	74.9	81.9	87.1	88.1	89.1	89.5	88.7	86.1	81.1	
And	1.9	2.0	2.9	5.8	9.3	14.5	15.8	15.5	1.8	16.9	3.2	15.5	15.9	9.8	5.7	2.4	3.1	2.3	4.6	1.2	1.4	
Gr	0.4								13.4		13.6									1.6		
Pyrr	11.2	9.2	7.5	6.6	5.3	4.4	3.8	3.9	3.3	3.3	3.3	3.3	3.6	4.5	5.5	6.8	7.6	8.0	9.7	11.1	14.1	
Summe	0.1	0.2	0.3	1.0	2.6	3.7	5.2	6.7	8.3	9.1	8.3	7.2	5.6	5.8	1.7	0.7	0.2	0.2	0.00	0.00	0.2	

Neben den zonierten Granaten der feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneise wurden auch optisch unzonierte Granat-Kristalle untersucht. Abb. 34 zeigt Mikrosondenprofile durch einen Granat aus den feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklas-Gneisen vom Abhang der Landstraße von Aydin nach Mugla

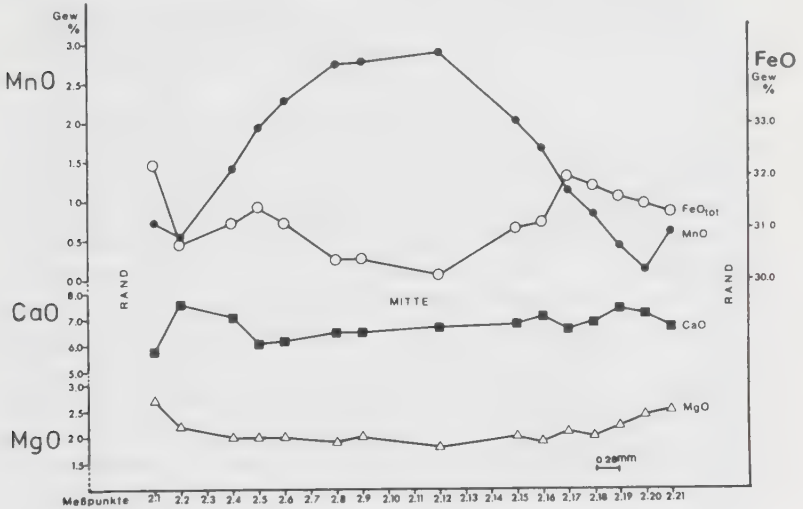


Abb. 34: Linienprofil durch einen Granat aus den feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklas-Gneisen von Kurukemer mah..

bei Kurukemer mah.. Die entsprechenden Analysen und die Analysen an einem zweiten Granat des gleichen Gesteins sind in Tab. 9 zusammengefaßt. Die gemessenen Granate entsprechen in ihren optischen Eigenschaften und ihrem Gefüge dem in Abb. 31 abgebildeten Kristall. Im mikrosonden Bereich ist eine deutliche Zonierung mit hohen Mn-Gehalten im Kern sichtbar. Die Fe-Konzentrationen sind großen und unregelmäßigen Schwankungen unterworfen, während die Mg-Gehalte über das gesamte Korn sehr konstant sind mit nur ge-

Tab. 9 : Mikrosondenanalysen an Profilen durch zwei optisch unzonierte Granate aus einem feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklasgneis vom Abhang der Landstraße von Aydin nach Mugla bei Kurukemer mah. (Probe 476-A; Gesamteisen als FeO, Strukturformeln berechnet für 24 Sauerstoffatome)

	476-A															
	1.1	1.2	1.5	1.7	1.8	1.10	1.11	1.12	1.13	1.14	1.16	1.18	1.19	1.20	1.21	
SiO ₂	37.7	37.4	37.2	37.2	37.2	37.4	37.6	37.1	37.7	37.3	37.0	38.7	37.3	37.4	37.7	
TiO ₂	0.12	0.09	0.16	0.22	0.16	0.24	0.14	0.22	0.26	0.31	0.17	0.05	0.09	0.14	0.12	
Al ₂ O ₃	21.2	21.2	20.9	21.1	21.0	20.9	20.7	20.9	21.0	21.0	20.8	20.9	20.9	21.2	21.1	
Fe ₂ O ₃							0.53					0.99			0.24	
FeO							29.79					30.91			31.04	
Fe ³⁺	31.9	32.0	30.9	31.2	30.7	30.3		30.9	31.1	31.0	31.3		31.3	31.0		
MnO	0.16	0.16	1.19	1.79	2.27	2.27	2.43	2.31	2.15	2.17	1.74	1.14	0.79	0.37	0.09	
MgO	2.3	2.4	2.0	1.9	2.8	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	2.0	2.1	
CaO	7.4	6.7	7.2	6.5	6.5	7.0	7.0	6.7	6.6	6.6	6.6	6.8	7.1	7.1	7.2	
Summe	100.78	99.95	99.55	99.91	99.83	99.91	99.99	100.03	100.71	100.28	99.51	101.30	99.48	99.61	99.99	
Si	5.98	5.97	5.99	5.98	5.99	6.00	6.02	5.97	6.00	5.97	5.97	6.09	6.00	5.99	6.01	
Al	3.97	4.00	3.96	3.99	3.98	3.96	3.92	3.96	3.95	3.97	3.96	3.97	3.96	4.01	3.96	
Fe ³⁺							0.06					0.12			0.03	
Ti	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	
Mg	0.55	0.57	0.49	0.45	0.47	0.43	0.46	0.46	0.45	0.45	0.46	0.46	0.48	0.49	0.49	
Fe ²⁺	4.23	4.28	4.16	4.10	4.13	4.07	3.99	4.10	4.14	4.15	4.21	4.06	4.22	4.15	4.14	
Mn	0.02	0.02	0.16	0.24	0.31	0.31	0.33	0.31	0.29	0.29	0.24	0.15	0.11	0.05	0.01	
Ca	1.26	1.15	1.23	1.11	1.12	1.20	1.19	1.15	1.13	1.14	1.14	1.15	1.21	1.28	1.22	
	6.06	6.02	6.04	5.99	6.03	6.01	5.94	6.08	6.01	6.01	6.00	6.02	6.04	6.07	5.96	
Alm %	69.8	71.1	68.9	70.0	68.5	67.7	67.1	68.4	68.9	68.8	69.7	70.1	69.9	69.4	69.4	
And %	20.8	19.1	20.4	18.5	18.6	20.0	2.0	18.9	18.8	18.9	18.8	16.5	16.2	21.5	1.1	
Gro %							18.1								19.4	
Pyr %	9.1	9.5	8.1	7.5	7.8	7.1	7.3	7.6	7.5	7.5	7.6	8.0	7.9	8.2	9.9	
Spess %	0.3	0.3	2.6	4.0	5.1	5.2	5.5	5.1	4.8	4.8	3.9	2.6	1.8	0.8	0.2	

	476-A															
	2.1	2.2	2.4	2.5	2.6	2.8	2.9	2.12	2.15	2.16	2.17	2.18	2.19	2.20	2.21	
SiO ₂	37.6	37.6	37.2	37.1	37.7	37.4	37.4	37.2	37.3	37.5	37.7	37.2	37.5	37.6	37.5	
TiO ₂	0.10	0.17	0.21	0.10	0.33	0.22	0.10	0.62	0.27	0.15	0.15	0.12	0.14	0.10	0.09	
Al ₂ O ₃	21.0	21.0	20.8	20.8	20.9	20.9	21.0	20.7	21.1	20.8	20.8	21.1	20.7	20.5	20.7	
Fe ₂ O ₃				0.33			0.21				0.60			0.89		
FeO				11.07			10.19				11.10			10.56		
Fe ³⁺	32.2	30.7	31.1		31.1	30.4		30.1	31.0	31.1		31.8	31.6		31.3	
MnO	0.73	0.56	1.41	1.94	2.28	2.75	2.78	2.90	2.02	1.69	1.14	0.83	0.42	0.12	0.61	
MgO	2.7	2.2	2.0	2.0	2.0	1.9	2.0	1.8	2.0	1.9	2.1	2.0	2.2	2.4	2.5	
CaO	5.8	7.6	7.1	6.1	6.2	6.5	6.5	6.7	6.8	7.1	6.6	6.9	7.4	7.2	6.7	
Summe	100.13	99.83	99.82	99.64	100.51	100.07	100.18	100.02	100.49	100.22	100.48	99.95	99.96	99.17	99.40	
Si	6.00	6.01	5.98	6.01	6.01	5.99	5.99	5.97	5.96	6.00	6.01	5.96	6.00	6.03	6.02	
Al	3.96	3.96	3.95	3.94	3.94	3.95	3.96	3.92	3.97	3.93	3.91	3.99	3.91	3.88	3.93	
Fe ²⁺				0.04			0.03				0.07			0.11		
Ti	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.01	0.07	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	
Mg	0.65	0.52	0.49	0.49	0.47	0.45	0.47	0.44	0.48	0.45	0.50	0.49	0.52	0.57	0.59	
Fe ²⁺	4.30	4.10	4.18	4.18	4.15	4.07	4.04	4.05	4.14	4.16	4.18	4.27	4.24	4.10	4.21	
Mn	0.10	0.07	0.19	0.26	0.31	0.37	0.38	0.39	0.27	0.23	0.15	0.11	0.06	0.02	0.08	
Ca	0.99	1.30	1.22	1.05	1.06	1.12	1.12	1.15	1.16	1.22	1.14	1.18	1.28	1.25	1.15	
	6.04	5.99	6.08	5.98	5.99	6.01	6.01	6.03	6.05	6.06	5.97	6.05	6.10	5.94	6.05	
Alm %	71.2	68.4	68.7	69.9	69.3	67.7	67.3	67.2	68.4	68.7	70.1	70.6	69.5	69.1	69.8	
And %	16.4	21.7	20.1	1.3	17.7	18.6	0.9	19.1	19.2	20.1	2.3	19.5	21.0	3.1	19.1	
Gro %					16.2	17.7					16.7			17.9		
Pyr %	10.8	8.7	8.1	8.2	7.8	7.5	7.8	7.3	7.9	7.4	8.4	8.1	8.5	9.6	9.8	
Spess %	1.6	1.2	3.1	4.4	5.2	6.2	6.3	6.4	4.5	3.8	2.5	1.8	1.0	0.3	1.3	

ringförmig höheren Gehalten zum Rand des Kristalls hin. Insgesamt zeigt dieser ebenfalls Almandin-reiche Granat zum Rande hin mehr oder weniger deutliche Konzentrationsunterschiede bei allen Elementen, was wiederum auf retrograde Änderungen hinweist.

VI.1.5 Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneis

Makroskopische Beschreibung:

Der Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneis ist ein fein- bis grobkörniges, weißes bis hellgraues, Hellglimmer-reiches Gestein. Gelegentlich enthält er Granatporphyroblasten bis zu 8 mm Größe (etwa 250 m nördlich von Cakmak T.). Vom Augengneis und dem feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneis unterscheidet er sich vor allem durch seinen höheren Quarz- und Hellglimmer-Gehalt und seinen sehr niedrigen Anteil an dunklen Gemengteilen. Weiterhin unterscheidet er sich von den östlich angrenzenden Disthen-Glimmer-Gneisen durch das völlige Fehlen großer Disthene, sowie einen deutlich niedrigeren Anteil an dunklen Gemengteilen und einen höheren Gehalt an Quarz.

Mikroskopische Beschreibung:

Gefüge: Der Chl-Bi-Ms-Gneis weist ein lepidoblastisches und granoblastisches Gefüge auf. Quarz- und Feldspat-Porphyroblasten sind meist ellipsenförmig und deutlich in s orientiert. Sie sind besonders am Kontakt zu den Augengneisen häufig und groß ausgebildet (bis 15 mm). Die ebenfalls in s eingeregelter Phyllosilikate (Muscovit, weniger Biotit und Chlorit) umhüllen die langgestreckten Porphyroblasten und Linsen aus Quarz und Feldspat.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile : Q, Ms, Bi, Chl, +Plg, +KF, +Gt
Akzessorien : Hypidiomorphe bis xenomorphe Epidot/

Klinozoisit, zonare, schwach pleochroitische Turmaline, Rutil, Apatit, Zirkon, Monazit, Ilmenit, opakes Erz und selten xenomorpher, feinkörniger Disthen.

Paragenesen:

Muscovit-Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz+Rutil
Muscovit-Biotit-Chlorit-Plagioklas-Quarz+Rutil
Muscovit-Biotit-Chlorit-Quarz-Rutil-Epidot
Muscovit-Biotit-Plagioklas-Quarz+Rutil
Muscovit-Chlorit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz
Muscovit-Biotit-Plagioklas-Granat-Quarz-Rutil
Biotit-Chlorit-Plagioklas-Quarz
Biotit-Plagioklas-Quarz-Rutil

Tab. 10: Modalanalysen von Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneisen

Proben Nr.	Q	Plg	Ms	Bi	Chl	KF	Akz
331 +	68	2	20	6	- -	2,5	1,5
374-1 +	80	2	8	8	- -	- -	2
462	68,0	7,4	17,5	0,9	5,8	- -	0,4
463-1	62,0	- -	22,4	5,2	9,6	- -	0,8
463-2 +	66	1	20	3	8	- -	2
470-2 +	52	7	20	14	6	- -	1
471	62,0	2,1	16,0	12,6	6,6	- -	0,7
474-1 +	79	2	9	5	3	- -	2

+ geschätzt

Die Modalanalysen der Chl-Bi-Ms-Gneise in Tab. 10 zeigen einen höheren Quarzgehalt als die anderen Gesteine des Kernkristallins und stärkere Schwankungen im Gehalt an

Biotit, Plagioklas und Muscovit. Die Modalanalysen der Chl-Bi-Ms-Gneise fallen im (Q-F-M)-Dreieck (siehe Abb. 17) in die Nähe der Q-M-Seite mit einem Quarz-Anteil von über 50%. Damit unterscheiden sie sich deutlich von den Modalanalysen der anderen Gesteinstypen (Augengneis, Metagranit, stark geschieferter Augengneis und feinkörniger Bi-Ms-Plg-Gneis).

Plagioklas: Zwei verschiedene Typen von Plagioklasen treten auf:

1-Plagioklas der Grundmasse (10-15 % An): Die Korngröße der xenomorphen bis hypidiomorphen Plagioklas der Grundmasse variiert zwischen 0.05 und 1 mm (im Mittel 0.5 mm). Bei den Zwillingsformen überwiegen die polysynthetischen Albit- und Albit-Karlsbader-Zwillinge. Einzelne Körner zeigen schwachen Zonarbau, Serizitisierung ist gewöhnlich. Diese Plagioklas der Grundmasse sind besonders in den Phyllosilikatlagen eingebettet und in s orientiert.

2- Plagioklas der Quarz-Feldspat Linsen: In den Quarz-Feldspat-Linsen tritt zusätzlich eine andere Generation von Plagioklasen (5-10 % An) mit xenomorphen bis hypidiomorphen und selten idiomorphen Umrissen auf. Die Kristalle sind meist feinkörnig, selten mittelkörnig und nicht serizitisiert.

Alkalifeldspat: In einigen Proben wurden geringe Mengen grobkörniger Alkalifeldspäte gefunden, die nahezu vollständig serizitisiert sind. Sie enthalten als Einschlüsse Quarz, Plagioklas und Turmalin.

Quarz: Quarz ist der wichtigste Gemengteil der Chl-Bi-Ms-Gneise. Die Kristalle sind meist xenomorph mit Durchmessern zwischen 0.08 und 2.8 mm und in langgestreckten ellipsenförmigen Nestern, Linsen oder Lagen angeordnet. Die mittelkörnigen Quarze sind miteinander verzahnt und zeigen besonders stark ausgeprägte, undulöse Auslöschung. Gelegentlich wurden Quarzkristalle mit feinschuppigen Hellglimmer-Einschlüssen beobachtet.

Hellglimmer: Die stets vorhandenen Hellglimmer sind meist schuppig und selten blättrig. Sie sind oft in s eingeregelt, aber auch seltener unregelmäßig verfilzt. Die feinschuppigen Lagen umschließen in welliger Form die Quarz-Nester und Linsen. Nach röntgenographischen Bestimmungen handelt es sich ausschließlich um phengitischen Muscovit des $2M_1$ -Typs.

Biotit: Die blättrigen, tafeligen bis schuppigen Biotite fallen besonders durch ihren ungewöhnlich schwachen Pleochroismus von blaßgelb nach farblos auf. Sie sind z.T. weitgehend chloritisiert und zeigen pleochroitische Höfe, die von Zirkon und seltener von Epidot Kristallen hervorgerufen sind.

Chlorit: Optisch und röntgenographisch sind zwei verschiedene, schwach pleochroitische Chlorite der Orthochloritgruppe (TRÖGER, 1969) erkennbar:

1-Klinochlore und Rhipidolithe mit dunkelgrauen oder dunkelbraungrauen bis fast schwarzen Interferenzfarben. Der optisch positive Charakter und der negative Charakter der Längserstreckung zeigen höhere Mg-Gehalte an.

2- In den Rhipodolithen kommen seltener spindelförmige Penninkörper vor, die durch ihre blauen Interferenzfarben und dem optisch positiven Charakter bei positivem Charakter der Längserstreckung unterscheidbar sind.

Die Klinochlore und Rhipidolithe sind blättrig bis schuppig, aber auch zuweilen büschelartig aggregiert. Parallelverwachsungen mit Muscovit und Biotit sind gewöhnlich. Die Entstehung der Chlorite ist meist als retrograde Bildung aus Biotit und seltener aus Granat zu deuten.

Granat: Die durchschnittlich 4 mm großen, poikiloblastischen Granatporphyroblasten sind z.T. idiomorph, meist aber hypidiomorph und xenomorph ausgebildet. Als feinkörnige Einschlüsse treten meist Quarz und Erz und untergeordnet auch Epidot,

Turmalin, Titanit und Rutil auf. Von den Rändern und stellenweise auch entlang von Rissen werden die Granate gelegentlich in Biotit und Chlorit umgewandelt.

Vom optischen Eindruck her ist am Granat des Chl-Bi-Ms-Gneises kein Zonarbau erkennbar. Auch ein Mikrosonden-Profil durch einen dieser Almandin-reichen Granate mit einem Meßpunktabstand von 0,20 mm zeigt nur einen schwachen Zonarbau (Abb. 35, siehe auch Abb. 39), der nur für Mangan mit einem Anstieg von sehr geringen Konzentrationen am Rande bis zu etwa 1 Gew.% MnO im Kern etwas stärker ausgeprägt ist. Die Analysen sind in Tab. 11 zusammengefaßt.

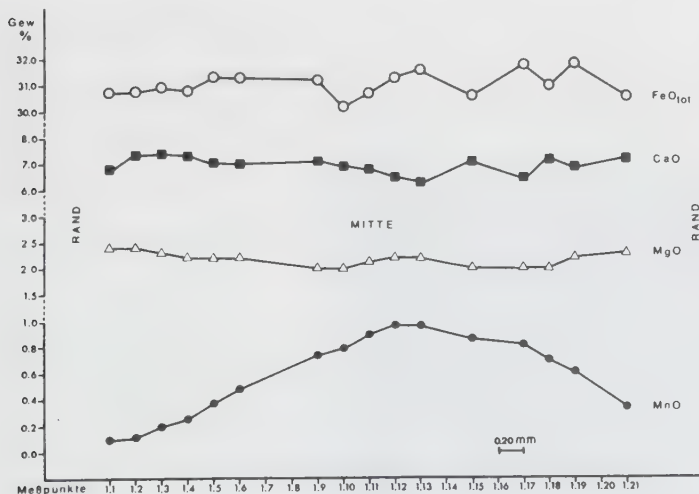


Abb. 35: Linienprofile durch einen Granat des Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneises etwa 250 m nördlich von Cakmak T. (Probe 464).

Tab. 11 : Mikrosondenanalysen entlang eines Profils durch einen Granat aus einem Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneis (Probe 464; Gesamtisen als FeO ; Strukturformeln berechnet für 24 Sauerstoffatome)

	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.9	1.10	1.11	1.12	1.13	1.15	1.17	1.18	1.19	1.21
	464															
SiO ₂	37.7	37.8	37.4	37.7	37.3	37.7	37.3	37.4	37.3	37.7	37.3	37.7	37.6	37.6	37.6	37.1
TiO ₂	0.10	0.09	0.12	0.10	0.09	0.12	0.12	0.16	0.12	0.10	0.10	0.12	0.09	0.10	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	21.1	20.8	21.0	20.9	20.8	20.7	21.0	20.8	20.8	20.6	20.6	20.7	20.8	20.7	20.1	
Fe ₂ O ₃	0.19	0.64				0.77		0.41			0.97				0.69	
FeO	31.51	31.09				31.52		31.17			31.59				32.15	
MnO			31.9	31.8	32.3		32.2		31.7	32.3		31.6	32.8	32.0		31.6
MgO	0.09	0.13	0.19	0.25	0.37	0.48	0.73	0.79	0.89	0.96	0.96	0.86	0.82	0.70	0.61	0.34
MgO	2.4	2.4	2.3	2.2	2.2	2.2	2.0	2.0	2.1	2.2	2.2	2.0	2.0	2.0	2.2	2.3
CaO	6.8	7.3	7.4	7.3	7.0	7.0	7.1	6.9	6.8	6.5	6.3	7.1	6.5	7.2	6.9	7.2
Summe	99.89	100.25	100.31	100.25	100.06	100.49	100.45	99.63	99.71	99.96	100.42	99.68	100.71	100.40	100.90	98.69
Si	6.01	6.02	5.97	6.01	5.99	6.01	5.97	6.01	6.00	6.00	6.02	6.00	6.01	6.01	6.00	5.95
Al	3.07	3.91	3.95	3.94	3.94	3.89	3.96	3.93	3.95	3.91	3.87	3.92	3.91	3.91	3.91	3.90
Fe ³⁺	0.02	0.08				0.09		0.05			0.12				0.08	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.57	0.56	0.54	0.52	0.52	0.52	0.47	0.49	0.49	0.52	0.51	0.49	0.48	0.48	0.48	0.56
Fe ²⁺	4.21	4.14	4.26	4.24	4.32	4.20	4.30	4.19	4.27	4.35	4.22	4.25	4.27	4.28	4.28	4.25
Mn	0.01	0.02	0.03	0.03	0.05	0.06	0.10	0.11	0.12	0.13	0.13	0.12	0.11	0.09	0.11	0.05
Ca	1.17	1.24	1.28	1.24	1.21	1.20	1.22	1.18	1.17	1.11	1.09	1.23	1.12	1.12	1.12	1.27
	5.96	5.96	6.11	6.03	6.10	5.98	6.09	5.97	6.05	6.11	5.95	6.09	6.08	6.08	5.99	6.23
Alim %	70.6	69.5	69.7	70.3	70.8	70.2	70.6	70.2	70.6	71.2	70.9	69.8	71.8	70.4	71.5	69.8
And %	0.9	2.2	2.1	20.6	19.9	2.7	20.0	1.7	19.3	18.2	3.3	20.2	18.4	20.2	2.3	20.4
Gro %	18.7	18.6				17.3		18.1			15.0				16.3	
Pyr %	9.6	9.4	8.8	8.6	8.5	8.7	7.7	8.2	8.1	8.5	8.6	8.0	7.9	7.9	8.1	9.0
Spess %	0.2	0.3	0.5	0.5	0.8	1.1	1.7	1.8	2.0	2.1	2.2	2.0	1.9	1.4	1.8	0.8

VI.1.6 Disthen-Glimmergneis

Makroskopische Beschreibung

Der Disthen-Glimmergneis ist ein im Handstück hellweiß bis hellbraun gefärbtes, deutlich geschiefertes Gestein mit seidig glänzenden s-Flächen und bis über 7 cm großen, farblosen bis blaßblauen Disthenporphyroblasten, die von feinblättrigen Hellglimmer umhüllt sind. Parallel zur Schieferung sind geringe Anteile von Dunkelglimmern als braune bis dunkelbraune Flecken sichtbar. Als weiteres makroskopisch erkennbares Mineral tritt Quarz auf.

Mikroskopische Beschreibung

Gefüge: Der Disthen-Glimmergneis zeigt ein nematoblastisches bis lepidoblastisches Gefüge mit Disthenporphyroblasten. Die Quarze bilden zwischen den Phyllosilikaten ein Mosaik-Teilkorngefüge (Abb. 36).

Abb. 36: Disthen-Kristall in einem Disthen-Glimmergneis, etwa 600 m westlich von Asar T. (im Norden). Disthen (Ky), Phlogopit (Phl) und Quarz (Q); Probe 376; Vergr. 40 x, // Pol.



Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Ky, Phl, Ms+Chl (Klinochlor) und
Akzessorien : Ru, Ep, Turm, Zr, Mo, Ap und $\pm$ Plagioklas.

Paragenesen:

Disthen-Phlogopit-Chlorit-Quarz-Rutil

Disthen-Phlogopit-Quarz-Epidot-Rutil

Phlogopit-Chlorit-Quarz + Rutil

Disthen-Muscovit-Quarz

Disthen: Die hypidiomorphen bis xenomorphen, häufig tafeligen bis stengeligen Disthene besitzen stark wechselnde Größe und sind unregelmäßig (siehe Abb. 36). Zwillingsbildungen treten häufig auf. Die Kerne der farblos erscheinenden Porphyroblasten enthalten oft Einschlüsse von Rutil, Quarz und Epidot. Vom Rande her und von Spaltrissen ausgehend sind häufig Umwandlungen zu Muscovit und Chlorit (Klinochlor) erkennbar, die bis zur vollständigen Pseudomorphisierung fortschreiten können.

Phlogopit: Der Habitus der blaßbräunlichgelben bis farblosen, schwach pleochroitischen Phlogopite ist meist blättrig bis tafelig und die Kristalle sind in s eingeregelt. Sie enthalten feinkörnige, idiomorphe Rutil-Einschlüsse.

Muscovit: Die blättrig bis schuppig auftretenden Hellglimmer, bei denen es sich nach röntgenographischen Bestimmungen um Muscovit-(3T) handelt, treten besonders als Umhüllung der Disthenporphyroblasten und in s eingeregelt auf.

Quarz: Die stark undulösen und verzahnten Quarze sind zum Teil fein-, meist aber mittel- bis grobkörnig und stets xenomorph ausgebildet. Feinschuppige, meist unorientierte Hellglimmer-Einschlüsse sind gewöhnlich. Außerdem kommt stellenweise eine Trübung durch nadelförmige orientierte Rutil-Einschlüsse vor. Die Quarze sind meist zu Körpern aggregiert, die zwischen den Phyllosilikaten eingebettet und in s eingeregelt sind.

VI.1.7 Titanit-Biotit-Schiefer

Makroskopische Beschreibung

Die Titanit-Biotit-Schiefer sind fein- bis mittelkörnig und dunkel gefärbt. Die Biotite bilden Lagen parallel zur Schieferung, zwischen denen feinkörnige Quarze und selten fein bis mittelkörnige Albit-Körner eingebettet sind. Einige der Schiefer sind tektonisch überprägt und zeigen starke Mikrofaltungen.

Mikroskopische Beschreibung

Gefüge: Die Titanit-Biotit-Schiefer zeigen häufig ein lepidoblastisches und seltener ein nematoblastisches Gefüge. Die Phyllosilikate sind meist in s eingeregelt und nur selten diagonal bis senkrecht zur Schieferung angeordnet. Zwischen diesem Parallelgefüge der Phyllosilikatlagen liegt das aus hypidiomorphen und xenomorphen Quarzen und Albiten bestehende Leukosom mit einem Mosaikgefüge. In den stark gefalteten Gesteinen wurden gebogene Biotite beobachtet.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile : Bi, Q, Ti und $\pm$ Ab

Akzessorien : Ru, Akt, Ep/Klz, Chl, Ap, Hellglimmer, Ilm
und opakes Erz.

Paragenesen:

Biotit-Muscovit-Quarz-Titanit $\pm$ Albit

Biotit-Albit-Titanit-Quarz

Biotit: Der wichtigste Gemengteil der Schiefer ist Biotit. Dieser wechselt in seinem Pleochroismus von braun nach blaßgelb oder von grünlichbraun nach blaßgelb. Die tafelförmigen bis blättrigen und auch schuppigen Kristalle zeigen zahlreiche pleochroitische Höfe und z.T. am Rand und entlang der Spaltrisse beginnende Chloritisierung. Titanit, Rutil, Quarz

und Epidot/Klinozoisit kommen als Einschlüsse vor.

Quarz: Quarz liegt in xenomorphen bis selten hypidiomorphen, z.T. gerundeten Kristallen mit schwach undulöser Auslöschung vor.

Titanit: Titanit tritt vorwiegend xenomorph und hypidiomorph gelegentlich aber auch idiomorph auf und zeigt im Dünnschliff dann rautenförmige bis leistenförmige Querschnitte. Die Kristalle sind im Schliff meist unregelmäßig verteilt. Rutil und Erz kommen als Einschlüsse vor. Häufig ist eine teilweise Umwandlung von Titanit in Ilmenit zu beobachten.

Albit: Hypidiomorphe und xenomorphe, teilweise gerundete Albite bilden mit Quarz zusammen die hellen Gemengteile der Schiefer. Die Kristalle zeigen polysynthetische Albit-Zwillinge. Sie sind teilweise getrübt, schwach zonar gebaut, und meist reich an Einschlüssen von Rutil, schuppigem Biotiten, Ep/Klinozoisit und Titanit.

VI.1.8 Biotit-Muscovit-Granat-Gneis und Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer

Ein Teil der Schieferserie des Kernkristallins besteht aus zwei makroskopisch unterscheidbaren kristallinen Schiefen, deren mikroskopischer Mineralbestand aber im wesentlichen gleich ist. Es sind dies die Biotit-Muscovit-Granat-Gneise und die Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer.

Makroskopische Beschreibung

A-Biotit-Muscovit-Granat-Gneis: Die frischen Bruchflächen des Bi-Ms-Gt-Gneises zeigen graue bis dunkelgraue oder auch gelbe bis dunkelgelbe Farben. Die Phyllosilikate sind in den s-Flächen eingeregelt. Im Gestein treten bis über 1,5 cm große, ellipsenförmige, milchweiße Feldspatporphyroblasten auf. Die hellbraunen bis bräunlichen, etwa 8 mm großen Granatkörner,

die sich zum Teil zu linsenförmigen Aggregaten vereinen, sind meist lagenförmig parallel zu s eingeregelt. Teilweise ähneln Partien der Bi-Ms-Gt-Gneise den Augengneisen des Kernkristallins.

B- Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer: Die Gt-Bi-Ms-Schiefer unterscheiden sich durch zwei deutlich erkennbare Schieferungen von den Biotit-Muscovit-Granat-Gneisen. Die Farbe der fein- bis mittelkörnigen Schiefer variiert von gelbbis gelblichgrau oder grau bis dunkelgrau. Die granatreichen Lagen zeigen eine deutlich bräunliche Farbe. Im Gestein treten etwa 2 bis 3 cm lange, oval- bis ellipsenförmige Quarz-Aggregate auf. Die jüngeren s_2 -Flächen verlaufen etwa senkrecht zu den s_1 -Flächen. Auf den s_2 -Flächen treten büschelartig dunkelgrüne Chlorite von 2-6 mm Länge auf. Die Gt-Bi-Ms-Schiefer sind tektonisch stark überprägt und zeigen dadurch oft Mikrofaltung.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Ms, Bi, Gt, Q, Plg, $\pm$ KF,
Akzessorien : Chl, Turm, Ap, Ep/Klz, Zr, Ti, Ru,
Ilm, Mt und Hämatit.

Paragenesen:

Muscovit-Biotit-Plagioklas-Granat-Quarz+ Ilmenit+Rutil
Muscovit-Biotit-Plagioklas+Alkalifeldspat-Quarz
Muscovit-Biotit-Alkalifeldspat-Granat+Quarz
Muscovit-Biotit-Granat-Quarz-Ilmenit+Rutil
Muscovit-Biotit-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Rutil
Muscovit-Biotit-Alkalifeldspat-Quarz
Muscovit-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Rutil
Muscovit-Plagioklas-Granat-Quarz-Ilmenit
Muscovit-Granat-Quarz-Ilmenit
Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz
Biotit-Chlorit-Plagioklas-Quarz

Gefüge: Mikroskopisch ist die Schieferung der Gesteine deutlich erkennbar. Das Gefüge des Bi-Ms-Gt-Gneises ändert sich

zwischen porphyroblastisch, granoblastisch und lepidoblastisch (Abb.37), wobei die Gt-Bi-Ms-Schiefer meist ein lepidoblastisches Gefüge aufweisen. Die Kristalle sind meist hypidiomorph bis xenomorph und seltener idiomorph. Die Körnigkeit der Gesteine schwankt zwischen grobkörnig und feinkörnig. Das Gefüge des Gt-Bi-Ms-Schiefers zeigt deutlich die Beziehungen der beiden Schieferungen: Die älteren s_1 -Flächen werden hauptsächlich durch Biotit gebildet, während die jüngeren s_2 -Flächen meist aus Ms, Bi und Chlorit bestehen. Die Quarze und Feldspäte zeigen ein granoblastisches oder mosaikartiges Teilkorngefüge. Die Granatkörner kommen oft als Porphyroblasten vor.

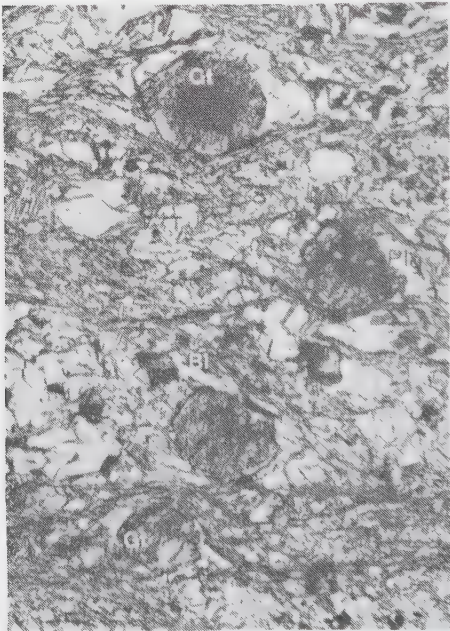


Abb. 37: Bi-Ms-Gt-Gneiss
mit (Gt), Biotit (Bi)
Plagioklas (Plg) und
Quarz (Q). Etwa 800 m
südöstlich von Bucakbelen
mah..Probe 493; Vergr.
10x, //Pol.

Feldspat: Die Feldspäte der Bi-Ms-Gt-Gneise und den Gt-Bi-Ms-Schiefer der Schieferserie des Kernkristallins sind hauptsächlich sowohl Alkalifeldspäte und Plagioklase.

Alkalifeldspat: Die Alkalifeldspäte sind meist Großkörner oder Kornaggregate von serizitisierten Orthoklasen bzw. Perthiten, wobei Film-Perthite vorherrschend sind. Die ungleichmäßig großen Porphyroblasten sind hypidiomorph bis xenomorph. In den meist nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingten Alkalifeldspäten kommen zahlreiche Einschlüsse von Q, Bi, Turm und, neben perthitischen Entmischungen, auch Einschlüsse xenomorpher, polysynthetisch verzwillingter und serizitisierter Plagioklase vor.

Plagioklas: Zwei Generationen von Plagioklasen können unterschieden werden: Die zweite Generation mit 8-15 % An unterscheidet sich von der ersten Generation stark getrübt und serizitisierter Plagioklase mit 15-18% An durch frische und ungetrübte Kristalle. Die Plagioklase sind meist xenomorph bis hypidiomorph und bilden ein heterogenes Gefüge. In den untersuchten Dünnschliffen wurde Zonarbau relativ selten beobachtet. In den Antiperthiten kommen Q, Plg, Bi, Ap und Ep/Klz als Einschlüsse vor.

Quarz: Bei den Quarzen sind ebenfalls zwei Generationen festzustellen, wobei die Erste mit granoblastischem Teilkorngefüge mit feinkörnigen, untereinander eckig bis schwach buchtig verzahnten und stark undulös auslöschenden Xenoblasten besteht. Im Gegensatz dazu bilden die Quarze der zweiten, mittel- bis grobkörnigen Generation meist Linsen und Nester.

Biotit: Biotit ist meist tafelig bis blättrig und auch schuppig. Ihr Pleochroismus zeigt einen Farbwechsel von bräunlichgrün nach blaßgelbbraun und von braun nach blaßgelb. Die zumeist quer in s eingeregelter Kristalle können auch parallel zu s auftreten. Die Biotite, die parallel zu s orientiert sind, bilden mit Ms ein lepidoblastisches Teilkorngefüge. Pleochroitische Höfe sind häufig. Die Biotittafeln (max. 5 mm lang) zeigen randlich häufig Anreicherungen feinsten, xenomorpher Ep/Klz-Körnchen und Einschlüsse von Q, Zr, Turm und Feldspat.

Hellglimmer: Der Muscovit ist schuppig bis blättrig und häufig mit dem in s eingeregelter Biotit parallel verwachsen. Parallel zu der Spaltbarkeit der Muscovite liegen oft Einschlüsse zonargebauter, feiner Ep/Klz-Körnchen. Neben Muscovit kommen weitere Hellglimmer in Form feinsten Schüppchen bis dichter filziger Aggregate als Neubildungen in den Feldspäten vor.

Granat: Die Granate sind hypidiomorph bis xenomorph, aber auch seltener idiomorph und weisen oft eine poikiloblastische Struktur auf. Die Gt-Porphyroblasten (Mittelwert 5 mm) sind zum Teil stark zerbrochen, wobei diese zerbrochenen Kristalle dann eine starke Umwandlung zu Biotit und weiter zu Chlorit aufweisen. In den Spaltrissen, wie auch in den Randpartien der Granate sind rotbraune Eisenhydroxide als Verwitterungsprodukte erkennbar.

Die Granate der Bi-Ms-Gt-Gneise der Schieferserie des Kernkristallins sind häufig durch eine Kernzone charakterisiert, die durch feinste Einschlüsse von Quarz, Ilmenit und Rutil dunkel pigmentiert ist (siehe Abb. 37). Die Randbereiche sind dagegen völlig klar. Die Analysen eines repräsentativen Profils sind in Tab. 12 angegeben und die typische räumliche Elementverteilung in Form von Linienprofilen ist in Abb. 38 (siehe auch Abb. 39) dargestellt. Ähnlich wie die Granate des feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneises von Yaraisalani mah. zeigen auch diese Granate eine ausgeprägte chemische Zonierung mit einem starken Abfall von Calcium und Mangan und einem Anstieg von Magnesium und Eisen zum Rande hin. Auch hier weisen leichte Erhöhungen des Almandin-Moleküls im äußersten Rand auf retrograde Veränderungen hin. Insgesamt sind die Granate jedoch deutlich Almandin-ärmer als die der feinkörnigen Biotit-Muscovit-Plagioklasgneise.

Tab. 12 : Mikrosondenanalysen entlang eines Profils durch einen Granat aus einem Biotit-Muscovit-Granat-Gneis; etwa 800 m südöstlich von Bucakbelen mah. (Probe 493-A; Gesamtisen als FeO; Strukturformeln berechnet für 24 Sauerstoffatome)

	493-A																							
	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.9	1.10	1.11	1.12	1.14	1.15	1.16	1.17	1.18	1.19	1.20	1.21					
SiO ₂	37.3	37.7	37.6	37.5	37.2	37.5	37.2	37.5	37.7	37.5	37.3	37.4	37.7	37.3	37.7	37.6	37.2	37.5	38.1					
TiO ₂	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.14	0.12	0.16	0.16	0.14	0.16	0.16	0.10	0.09	0.09	0.09	0.12	0.10	0.03					
Al ₂ O ₃	21.0	20.9	21.1	20.8	20.9	20.8	20.7	20.8	20.8	20.7	20.9	20.7	20.8	21.0	20.9	20.9	20.9	20.9	21.1					
Fe ₂ O ₃	0.21				0.52			0.65							0.52				0.54					
FeO	31.98				29.68			25.71							30.48				31.50					
FeO		31.9	31.6		29.4	28.4	27.5		26.1	26.2	26.7	28.4	28.5	29.7		32.5	33.1	33.3						
MnO	0.22	0.45	0.92	1.47	2.08	3.30	3.75	5.25	5.44	5.26	4.86	2.89	2.43	1.44	0.98	0.54	0.25	0.06						
MgO	1.8	1.4	1.4	1.1	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	1.0	1.3	1.5	1.8	2.1	2.3					
CaO	7.6	7.9	8.2	9.3	9.5	9.3	10.0	10.1	9.9	9.5	9.7	10.0	9.8	9.7	8.6	7.7	6.8	6.8	7.3					
Summe	100.20	100.34	100.91	100.47	100.07	100.34	100.07	100.97	100.78	100.02	100.40	100.35	100.23	100.23	100.57	100.83	100.17	100.76	100.93					
Si	5.97	6.03	5.98	5.97	6.00	5.98	5.97	6.02	6.02	5.98	5.99	6.03	5.98	6.01	6.00	5.97	5.98	6.02						
Al	3.97	3.93	3.96	3.93	3.96	3.92	3.92	3.90	3.91	3.94	3.91	3.92	3.92	3.96	3.93	3.93	3.96	3.94	3.93					
Fe ³⁺	0.02				0.06			0.08							0.06				0.07					
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00					
Mg	0.44	0.34	0.33	0.27	0.23	0.21	0.20	0.20	0.16	0.18	0.20	0.20	0.21	0.25	0.30	0.37	0.42	0.49	0.55					
Fe ²⁺	4.28	4.27	4.21	3.96	3.94	3.81	3.69	3.42	3.48	3.32	3.37	3.81	3.97	4.07	4.33	4.45	4.44	4.16						
Mn	0.03	0.06	0.12	0.20	0.28	0.45	0.51	0.71	0.73	0.71	0.66	0.39	0.33	0.20	0.13	0.07	0.03	0.01	0.01					
Ca	1.30	1.35	1.41	1.60	1.63	1.59	1.73	1.72	1.69	1.64	1.67	1.71	1.69	1.66	1.47	1.31	1.17	1.16	1.24					
	6.05	6.02	6.07	6.03	6.08	6.06	6.13	6.05	6.06	6.05	6.10	6.11	6.04	6.08	5.97	6.08	6.07	6.10	5.96					
Alm %	70.8	70.9	69.4	65.8	64.8	62.9	60.2	56.6	57.4	58.2	58.5	62.3	63.0	63.3	68.1	71.2	73.3	72.8	69.8					
And %	0.7	22.4	23.2	4.6	26.8	26.2	28.2	2.4	27.9	27.1	27.4	28.0	28.0	27.3	1.8	21.5	19.3	19.0	1.7					
Grs %	30.8			21.9			26.0								22.9				49.1					
Pyrr %	7.2	9.7	9.4	4.4	3.8	3.5	3.3	3.3	2.6	3.0	3.3	3.3	3.5	4.1	4.0	6.1	6.9	8.0	9.3					
Spess %	0.5	1.0	2.0	3.3	4.6	7.4	8.3	11.7	12.1	11.7	10.8	6.4	5.5	3.3	2.2	1.2	0.5	0.2	0.1					

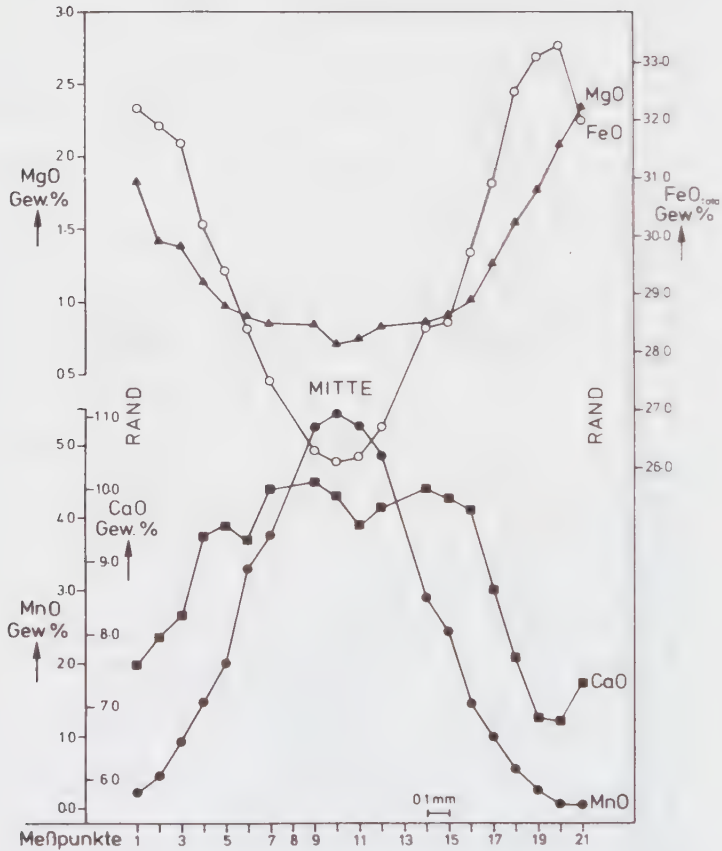


Abb. 38: Linienprofil durch einen Granat aus einem Bi-Ms-Gt-Gneis etwa 800 m südöstlich von Bucakbelen mah. (vergl. Abb. 37).

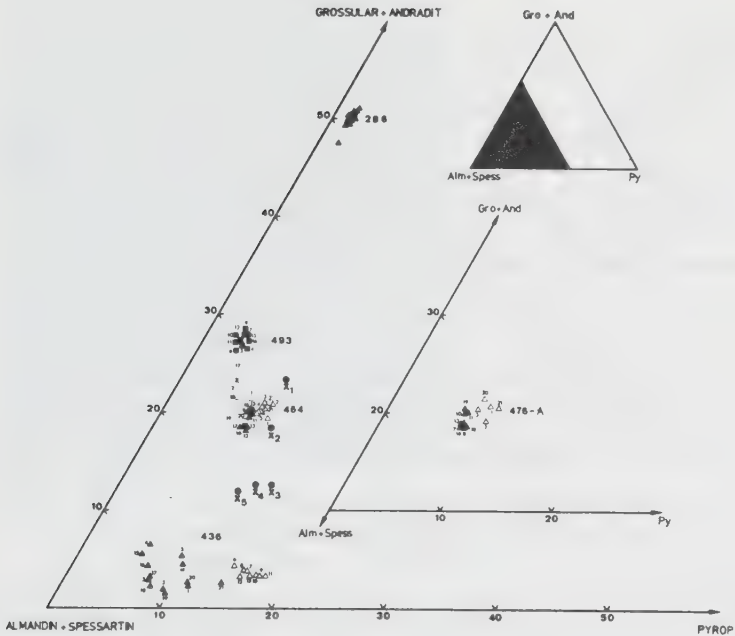


Abb. 39: Mikrosondenanalysen der Granate des Kernkristallins im (Grossular + Andradit)-Pyrop-(Almandin + Spessartin)-Diagramm (● = Werte nach GRACIANSKY, 1965b; leere Symbole = Rand, ausgefüllte Symbole = Kern).

Abb. 39 zeigt eine Zusammenstellung sämtlicher Granatanalysen an Gesteinen des Kernkristallins, sowie die von GRACIANSKY (1965) angegebenen Analysen an Granaten aus dem Südwesten des Menderes-Massivs im (Grossular + Andradit)-Pyrop-(Almandin + Spessartin)-Diagramm. Um eine zu große Überlappung im Diagramm zu vermeiden, wurde die Probe 476-A gesondert dargestellt. Bei den Granaten des Kernkristallins handelt es

sich um Almandin-reiche Mischkristalle. Eine Ausnahme hiervon machen lediglich die Granate des Augengneises mit etwa 50 % Grossular-Molekül.

Chlorit: Chlorit tritt in stark wechselnder Menge als Umwandlungsprodukt von Granat und Biotit auf. Nach röntgenographischen und mikroskopischen Bestimmungen handelt es sich um Mg-Chlorite und Mg-Fe(II)-Chlorite der Orthochloritgruppe und zwar um Rhipidolith und Pennin. Die den Granat pseudomorphisierenden Chlorite sind im Gegensatz zu den blättrigen Chloriten aus Biotit zum Teil radialstrahlig angeordnet. Entmischungen von Fe-Ti-Mineralien (Rutil, Ilmenit) sind häufig.

VI.1.9 Amphibolit

Makroskopische Beschreibung

In den Bi-Ms-Gt-Gneisen und Gt-Bi-Ms-Schiefern der Schieferserie des Kernkristallins kommen 1-5 m mächtige, fein- bis mittelkörnige und z.T. stark geschieferte Amphibolite in linsenartigen, über mehrere Zehnermeter verfolgbare Körper vor. Diese, in verschiedenen Grüntönen gefärbten Gesteine enthalten etwa 5 mm lange, prismatische Amphibole und fleckig verteilt und besonderes in s eingeregelt Aggregate von Dunkelglimmern und Chloriten.

Mikroskopische Beschreibung

Gefüge und Mineralbestand: Das Gefüge der Amphibolite ist nematoblastisch bis granoblastisch und in glimmerreichen Partien lepidoblastisch. Der Mineralbestand ist Amphibol (62%), Chlorit (20%), Quarz und Plagioklas (12%) und Biotit (<3%). Rutil, Epidot/Klinozoisit, Muscovit, Ilmenit, Hämatit, Apatit und Titanit kommen als Akzessorien (<5%) vor (Abb.40).

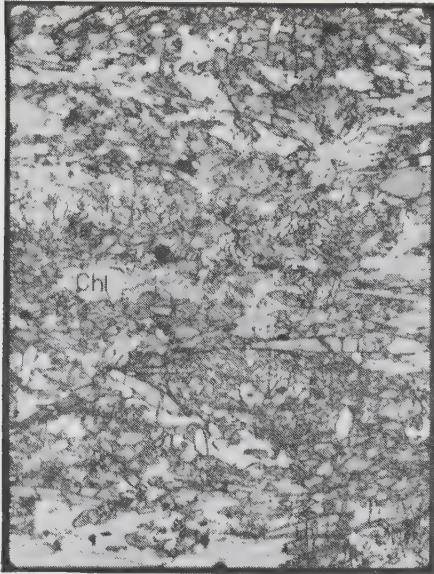


Abb. 40: Nemotoblastisches bis lepidoblastisches Gefüge im Amphibolit. Hornblende (Hbl), Chlorit (Chl), Plagioklas (Plg) und Quarz (Q); etwa 100 m östlich von Tamisabelen mah.; Probe 434; Vergr. 27 x, //Pol.

Paragenesen:

Amphibol-Plagioklas-Chlorit-Quarz+Biotit+Rutil

Amphibol-Plagioklas-Biotit-Quarz-Rutil

Amphibole: Die Amphibole sind idiomorph bis hypidiomorph, prismatisch entwickelt und mit ihren Längsachsen parallel zu s eingeregelt. Nach ihren optischen Eigenschaften handelt es sich um aktinolitische Hornblenden. Manchmal werden diese vom Rande her und entlang der Spaltrisse chloritisiert.

Chlorit: Die Chlorite kommen meist als blättrig bis radialstrahlige Aggregate vor, die vorzugsweise in s eingeregelt sind. Es handelt sich um Rhipidolith mit z.T. lagig eingeschaltetem Pennin. Einschlüsse von Rutil, Epidot, Quarz, Titanit und Apatit sind häufig.

Quarz: Die Quarze sind stets xenomorph und schwach undulös auslöschend. Neben rekristallisierten Aggregaten mit 120° Korngrenzwinkel kommen auch Quarze vor, die miteinander lappig verzahnt sind.

Plagioklas: Die hypidiomorphen bis xenomorphen Plagioklase bilden mit den Quarzen ein mosaikartiges Teilkorngefüge. Ihr Anteil liegt zwischen 10 % und 15 %.

Biotit: Neben den Chloriten kommen mengenmäßig stark zurücktretende mehr oder weniger chloritisierte Biotite vor, die z.T. stark verbogen sind.

Ein häufiges akzessorisches Mineral ist Rutil.

VI.2. Gesteine der Schieferhülle mit Ausnahme der Smirgel

VI.2.1 Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer

Makroskopische Beschreibung:

Der Granat-Biotit-Muscovit-Schiefer ist feinschiefrig, glimmerreich und häufig seidenglänzend. Die Farbe der Gesteine ändert sich im unteren Teil des Schiefer-Horizontes von dunkelgrau nach hellgrau und in den obersten Schichten von gelblichgrau bis gelblich. Dagegen sind die graphitreichen Kalkschiefer dunkelgrau bis schwarz gefärbt. Im NE grenzt an diesen Schiefer-Horizont ein grünlich gefärbter Phengit-Schiefer an, der ein feinverfaltetes bis welliges s-Flächengefüge aufweist. Im unteren Teil der Schiefer sind teilweise chloritisierte, rotbraune Granatkörner (im Mittel 2 mm) in s ausgewalzt. Diese werden zu den oberen Schichten der Schiefer hin immer kleiner und seltener und verschwinden zum Hangenden hin fast ganz.

In diesen Schiefen sind im m-Bereich mächtige Kalkschiefer eingeschaltet, die feinkörnig und schiefrig sind und eine hellgraue bis gelblichgraue Farbe aufweisen.

Gefüge und Mineralbestand: Das Dünnschliffgefüge des Gt-Bi-Ms-Schiefers ist lepidoblastisch (Abb. 41).

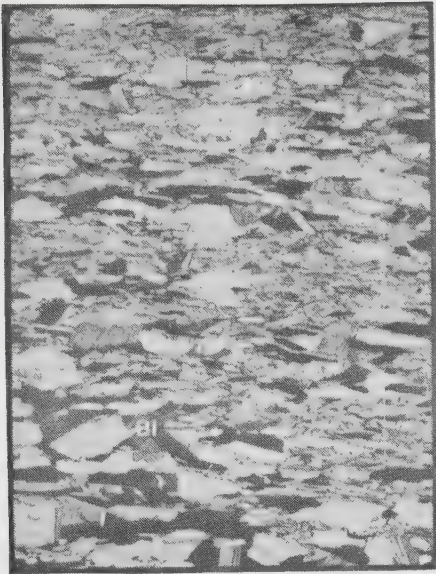


Abb. 41: Lepidoblastisches Gefüge des Gt-Bi-Ms-Schiefers mit Biotit(Bi), Muscovit (Ms) und Quarz(Q). Etwa 200m nördlich von Irmadan mah.; Probe 1-A; Verg.27x, //Pol.

Die Kalkschiefer weisen ebenso ein lepidoblastisches bis granoblastisches Gefüge auf.

Es kommen Ms, Ph, Bi, Q, Gt und $\pm$ Ab als Hauptgemengteile und Turm, Chl, Ep/Klz, Ru, Ap, Zr, Ti, Ser, Mo, Graph und Erze als Akzessorien vor. In den Kalkschiefern treten zusätzlich Cc, Dol und Ms auf.

Paragenesen:

Biotit-Muscovit-Granat-Quarz+Epidot
Biotit-Muscovit-Plagioklas-Quarz-Rutil
Biotit-Muscovit-Quarz+Epidot
Muscovit-Chlorit-Plagioklas-Quarz-Epidot-Ilmenit
Muscovit-Plagioklas-Epidot-Quarz-Ilmenit
Phengit-Albit-Quarz-Ilmenit
Phengit-Quarz+Epidot-Ilmenit

Calcit-Dolomit-Albit-Muscovit+Hämatit

Calcit-Muscovit-Chlorit-Quarz

Calcit-Albit-Chlorit+Epidot+Hämatit

VI.2.2 Ilmenit-führender Phyllit

Makroskopische Beschreibung

Die dunkelgrauen bis schwarzen Phyllite sind feinschiefrig bis massig und feingefaltet. Schwarz glänzende und durchschnittlich 3 mm große Ilmenitporphyroblasten sind im Gestein unregelmäßig verteilt.

Gefüge und Mineralbestand: Die Phyllite zeigen ein lepidoblastisches Gefüge mit Ilmenitporphyroblasten.

Hauptgemengteile: Ms, Q, Ilm, Bi und + Ab

Akzessorien : Ru, Turm, Ep, Chl, Ti und Hämatit.

Paragenesen:

Muscovit-Biotit-Chlorit-Albit-Quarz+Ilmenit

Muscovit-Chlorit-Albit-Quarz-Ilmenit

Muscovit-Biotit-Quarz+Albit

VI.2.3 Quarzite mit Zwischenlagen von Glimmerschiefern

Makroskopische Beschreibung

Die schiefrigen Quarzite sind feinkörnig und weisen gelblich-weiße bis hellgelbe Farben auf. Die max. 1 mm großen Biotit- und Muscovit-Schuppen sind in s eingeregelt. Die auf den s-Flächen liegenden Biotitschuppen zeigen eine deutlich gesprenkelte Pigmentierung.

Die als Zwischenlagen in den Quarziten eingeschalteten Glimmerschiefer sind Ms-Bi-Ab-Gt-, Ms-Bi-Ab-, Ms-Bi-Chl-, Chl-Ms-Pg-Ctd-, Ky-Hellglimmer-, Ctd-Ms-Pg-Ky-Schiefer und Kalk-

schiefer. Mit Ausnahme der Kalkschiefer weisen die Schiefer dieser Serie dunklere Farben als der Quarzit auf. Die graphit-reichen Schiefer sind fein- bis mittelkörnig mit einer guten Mineral-Regelung in s.

Der Kalkschiefer ist milchigweiß, hellgelb oder hellgrau und mittel- bis grobkörnig. Dunkle, unregelmäßig verteilte, idiomorphe Turmaline und Einschaltungen von Hellglimmer-reichen Lagen sind häufig.

Gefüge und Mineralbestand: Die Quarzite weisen ein Mosaik-gefüge auf.

Die als Zwischenlagen eingeschalteten Schiefer haben im allgemeinen ein leicht bis stark verfaltetes, lepidoblastisches Gefüge mit eingeregelter Glimmern, die die Albit-, Granat- und Disthen-Porphyroblasten umschließen. In der Chl-Ms-Pg-Ctd-Schiefer kommen nicht eingeregelter, postmetamorphe Chloritporphyroblasten vor.

Neben Quarz als Hauptgemengteil der Quarzite wurden folgende Akzessorien beobachtet: Ms (phengitischer Hellglimmer), Bi, Ep, Ap, Zr, Ru, Turm und Erze.

Hauptbestandteil der Schiefer ist Bi, Ms, Ctd, Q, Pg, Ky, Cc, Gt, Ab, Chl und Dol. Als Akzessorien kommen Ep/Klz, Ru, Turm, Ap, Zr, Ti, Graph, Ilm, Ht und Magnetit vor.

Paragenesen:

Muscovit-Biotit-Albit-Granat-Quarz
Muscovit-Biotit-Albit-Quarz+Ilmenit
Muscovit-Biotit-Albit+Ilmenit
Muscovit-Biotit-Chlorit-Albit-Quarz
Muscovit-Biotit-Quarz-Ilmenit
Muscovit-Quarz-Ilmenit-Rutil

Chloritoid-Muscovit-Quarz-Rutil-Ilmenit+Paragonit
Chloritoid-Chlorit-Muscovit-Quarz-Rutil+Paragonit

Disthen-Muscovit-Quarz+Rutil+Paragonit
Disthen-Chloritoid-Muscovit+Quarz+Paragonit
Muscovit-Plagioklas+Paragonit

Muscovit-Albit-Epidot-Calcit-Quarz+Chlorit
Muscovit-Albit-Calcit-Dolomit-Quarz
Muscovit-Epidot-Chlorit-Calcit-Quarz

VI.2.4 Marmorbänder und -linsen mit Kalkglimmerschiefer

Makroskopische Beschreibung

Die z.T. sehr Graphit-reichen Marmore treten in Bändern und Linsen mit zwischengeschalteten Lagen von Kalkglimmerschiefern auf. Sie sind deutlich laminiert mit grobkörnigen, dunklen Lagen von pigmentierten Carbonaten und feinkörnigen, hellen Lagen von Quarz und Hellglimmern. Die Kalkglimmerschiefer sind dagegen fein- bis mittelkörnig mit hellgelben oder hellgrauen Farben. Neben den Kalkglimmerschiefern wurden auch Chlorit-reiche, grünlichgraue Phyllite beobachtet.

Gefüge und Mineralbestand: Die Marmore sind durch ein heteroblastisches Mosaik-Gefüge mit xenomorphen bis hypidiomorphen Kristallen gekennzeichnet. Die rundlichen, feinkörnigen Quarze, die schuppigen Muscovite und die seltenen Albite bilden dünne Zwischenlagen oder Einschlüsse in den grobkörnigen Karbonaten. Die Phyllite dagegen weisen ein lepidoblastisches Gefüge auf.

Hauptgemengteile: Cc, Dol, Ms, Q und $\pm$ Ab
Akzessorien : Chl, Graph und Erze.

VI.2.5 Wechselfolge verschiedener Schiefer

Die konkordante Wechselfolge der verschiedenen Schiefer ist nach mikroskopischen Befunden vom Liegenden zum Hangenden folgendermaßen zu untergliedern:

- a - Kalkglimmerschiefer
- b - Biotit-Muscovit-Schiefer
- c - Phyllite
- d - Albit-Chlorit-Muscovit-Schiefer
- e - Graphitquarzit
- f - Biotit-Chlorit-Epidot-Albit-Aktinolith-Schiefer
- g - Marmor

Makroskopische Beschreibung:

Die Kalkglimmerschiefer, Bi-Ms-Schiefer und Phyllite im Liegenden der Serie sind grau bis gelblich und fein- bis mittelkörnig. Neben einzelnen Lagen von Karbonaten, Glimmern und Quarziten mit und ohne Albit sind Einzelkristalle von Turmalin und bei den Phylliten zusätzlich Granat und Ilmenit (etwa 2 mm groß) zu erkennen.

Die Albit-Chlorit-Muscovit-Schiefer fallen durch ihre hellgelbgrüne bis hellgrüne Farbe und besonders durch die Albitporphyroblast-Lagen auf. Die Größe dieser Albite nimmt innerhalb der Lagen von Rande bis zur Mitte stark zu und erreicht ein Durchmesser von über 7 cm (siehe Abb. 9). Zum Teil sind diese Gesteine auch Graphit-führend.

Die Graphitquarzite sind sehr feinkörnig, gut laminiert und in typischer Weise dunkelgrau bis schwarz mit helleren, feinschuppigen Glimmer-Lagen gefärbt. Bemerkenswert sind noch runde bis eckige, etwa 3 mm große Poren, die z.T. sekundär durch milchigweiße, erdige Massen gefüllt sind.

Die Biotit-Chlorit-Epidot-Albit-Aktionolith-Schiefer sind mehr oder weniger intensiv gefärbte Grünschiefer. Sie sind relativ heterogen mit ungleichmäßig verteilten und wechselnden Mengen von Epidot, Aktionolith und Chlorit.

Die mächtigen, fein- bis mittelkörnigen und gebankten Marmore zeigen eine weiße bis hellgraue Farbe. Sie bestehen aus Cal-

cit und Dolomit mit ansteigenden Dolomit-Gehalten zum Hangenden hin.

Gefüge und Mineralbestand: Mit Ausnahme der Graphitquarzite und Marmore, die ein Mosaikgefüge zeigen, sind die Gesteine dieser Serie im allgemeinen lepidoblastisch bis granoblastisch. Die Phyllosilikate sind meist in s eingeregelt. Die Quarze, Albite und Karbonate bilden ein mosaikartiges Teilkorngefüge.

Als Hauptgemengteile kommen Q, Bi, Ms, Chl, Ab, Ep/Klz, Akt, Tr, Cc und Dolomit vor. Akzessorien sind Gt, Turm, Graph, Ti, Ru, Zr, Ap, Ser und Erze (Ilm, Ht und Mt).

Paragenesen:

Muscovit-Chlorit-Albit-Quarz+Epidot+Ilmenit

Muscovit-Chlorit-Epidot-Quarz+Ilmenit+Rutil

Muscovit-Albit-Calcit-Quarz+Dolomit-Hämatit

Muscovit-Chlorit-Albit-Calcit+Epidot

Muscovit-Chlorit-Calcit-Epidot+Quarz

Muscovit-Biotit-Quarz-Ilmenit

Muscovit-Biotit-Albit-Quarz

Biotit-Albit-Epidot-Aktionolith-Quarz+Chlorit

Biotit-Albit-Epidot-Aktionolith+Chlorit-Titanit

Biotit-Muscovit-Albit-Epidot-Aktionolith+Quarz

Biotit-Muscovit-Epidot-Aktionolith-Titanit

Muscovit-Albit-Epidot-Aktionolith-Quarz

Albit-Epidot-Aktionolith-Quarz-Titanit+Chlorit

Albit-Epidot-Aktionolith-Quarz

VI.2.6 Kalksilikatschiefer mit Serpentin-Linsen

Kalksilikatschiefer mit linsenartig eingeschalteten Serpentin-körpern treten im obersten Teil der Schieferhülle im Nordflügel der Mulde auf. Nach ihrem Mineralbestand sind die Gesteine in folgende Typen weiter zu untergliedern:

- a - Muscovit-Epidot-Biotit-Albit-Kalkschiefer
- b - Chlorit-Epidot-Albit-Tremolit/Aktinolith-Kalkschiefer
- c - Granat-Magnetit-Epidot-Albit-Kalkschiefer
- d - Talkschiefer
- e - Serpentin

Makroskopische Beschreibung:

Die Kalksilikatschiefer sind fein- bis grobkörnig, massig und oft schlierig texturiert. Ihre Farbe wechselt von braun über bräunlichgelb, hellgrünlichgelb bis grau. Makroskopisch sind Karbonate (meist Calcit), Epidot, Aktinolith, Talk, Quarz und Erze zu erkennen.

Die Serpentin Körper sind mit ihren typischen dunkelgrünen, grünen oder bei zunehmenden Tremolit-Gehalten sogar weißen Farbe von den benachbarten Kalksilikatschiefern deutlich unterscheidbar. Sie sind fein- bis mittelkörnig, z.T. aber auch grobkörnig und verschiefert. Die tektonisch beanspruchten Partien weisen zahlreiche glänzende Rutschharnische auf. Mit bloßem Auge ist Serpentin, Tremolit, Aktinolith, Epidot, Karbonat und als Gangmineral Asbest zu erkennen.

Gefüge und Mineralbestand

Gefüge: Die an xenomorphem Calcit und Dolomit reichen Kalksilikatschiefer weisen ein granoblastisches Gefüge mit lepidoblastischem Teilkorngefüge nur in den Glimmer-reichen Lagen auf. Die Ms-Ep-Bi-Ab-Kalkschiefer und Gt-Mt -Ep-Ab-Kalkschiefer sind dagegen deutlich lepidoblastisch und gemischt granoblastisch. Die Marmore haben ein Mosaik-Gefüge.

In den Serpentiniten bilden die Antigorite typische Gitter-Fenster- oder Maschen-Strukturen nach TRÖGER (1969) mit Magnetit-Kristallen in den Zwickeln (Abb. 42).

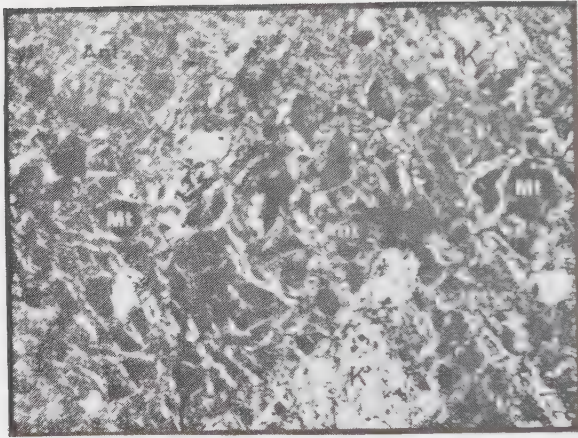


Abb.42: Typische Fenster- und Maschen-Struktur der Antigorite in Serpentiniten Magnetit (Mt), Karbonat (K) und Antigorit (Ant). Etwa 800 m östlich von Kaplancık mah.. Probe 255-3; Vergr. 42x, +Pol.

Mineralbestand der Kalksilikatschiefer:

Hauptgemengteile: Cc, Dol, Tr, Akt, Q, Chl, Tc, Ep/Klz, Ab,
±Bi, ±Ms, ±Gt,

Akzessorien : Turm, Ap, Ti, Zr, Ru, Ilm, Mt, Ht, Wollastonit, Pennin und Graphit.

Mineralbestand der Serpentine:

Hauptgemengteile: Ant, Tr, Karbonat (Cc, Dol), ±Di,
±Klinochlor, Mt

Akzessorien : Ep, Ap, Plg, Erz und Tc.

Paragenesen:

a - Muscovit-Epidot-Biotit-Albit-Kalkschiefer

Calcit-Dolomit-Muscovit-Biotit-Epidot-Albit-Quarz[±]Rutil

Calcit-Dolomit-Muscovit-Biotit-Epidot[±]Rutil

Calcit-Dolomit-Muscovit-Chlorit-Albit

Calcit-Chlorit-Biotit-Calcit-Erz

b - Chlorit-Epidot-Albit-Tremolit/Aktinolith-Kalkschiefer

Calcit-Chlorit-Epidot-Albit-Aktinolith-Quarz
Calcit-Dolomit-Chlorit-Albit-Aktinolith-Quarz
Calcit-Dolomit-Chlorit-Aktinolith-Quarz
Calcit-Dolomit-Epidot-Aktinolith
Calcit-Dolomit-Chlorit-Tremolit-Hämatit
Calcit-Dolomit-Chlorit-Biotit-Tremolit
Calcit-Chlorit-Epidot-Biotit-Aktinolith-Quarz
Calcit-Muscovit-Tremolit
Calcit-Tremolit-Quarz
Calcit-Dolomit-Tremolit

c - Granat-Magnetit-Epidot-Albit-Kalkschiefer

Calcit-Granat-Epidot-Albit-Quarz - Magnetit
Calcit-Granat-Biotit-Albit-Magnetit⁺Epidot
Calcit-Granat-Epidot-Quarz-Magnetit
Calcit-Granat-Epidot-Biotit⁺Magnetit
Calcit-Granat-Chlorit-Magnetit
Granat-Chlorit-Biotit-Epidot-Albit
Granat-Biotit-Epidot-Quarz
Biotit-Epidot-Albit-Quarz-Magnetit

d - Talkschiefer

Calcit-Dolomit-Talk-Chlorit-Hämatit
Calcit-Dolomit-Chlorit

e - Serpentinit

Antigorit-Tremolit-Diopsid-Calcit⁺Magnetit⁺Dolomit
Antigorit-Tremolit-Calcit-Magnetit⁺Dolomit
Antigorit-Tremolit-Diopsid-Magnetit
Antigorit-Tremolit-Magnetit
Antigorit-Tremolit-Plagioklas-Calcit
Antigorit-Tremolit-Chlorit-Calcit
Antigorit-Diopsid-Calcit-Dolomit⁺Magnetit
Antigorit-Talk-Chlorit-Magnetit
Diopsid-Tremolit-Plagioklas

VI.2.7 Dolomitmarmor

Die Dolomitmarmore bilden sehr typische feinkörnige, massige Gesteine mit milchigweißen bis hellgelblichweißen Farben. Nördlich von Keklikpinari mvk. sind in den dickbankigen Komplexen bänderförmige Hgl-Chl-Ep/Klz-Schiefer bis Ep-Hellglimmerschiefer-Linsen eingeschaltet, die sehr reich an Hellglimmer Chlorit (Rhipidolith) und Epidot-Klinozoisit sind. Der Dolomitmarmor besteht überwiegend aus Dolomit. Zum Hangenden hin nimmt der Calcit-Gehalt deutlich zu.

VI.2.8 Calcitmarmor

Die Calcitmarmore folgen über den Dolomitmarmoren. Sie sind meist grobkörnig und massig. Ihre Farbe ist grau bis milchigweiß. Die Calcitmarmore bestehen weit überwiegend aus Calcit mit akzessorischem Dolomit, Muscovit, Korund, Magnetit-Hämatit, Quarz, Albit, Talk, Epidot, Apatit und Turmalin.

VI.2.9 Mikroskopische Beschreibung der Gesteine der Schieferhülle

Quarz: Die in ihrer Größe sehr wechselnden homöoblastischen bis heteroblastischen Quarze sind meist xenomorph, gelegentlich aber auch hypidiomorph und z.T. stark verzahnt. Die Längsachsen der Kristalle sind bei geschieferten Gesteinen häufig in s eingeregelt. Neben einschlußfreien Quarzen wurden auch Quarze mit Einschlüssen von feinkörnigem Epidot, Hellglimmern und Erzen beobachtet. Außerdem kommen in den Graphit-reichen Gesteinen Trübungen durch feinkörnigen Graphit vor. In den Kalkglimmerschiefern und Marmor-Bändern und Linsen sind die Quarze stets xenomorph bis gerundet.

Albit: Albite kommen besonders in den unter VI.2.5 beschriebenen Schiefen vor. Die meist hypidiomorphen und seltener

idiomorphen Blasten zeigen ein charakteristisches inneres Gefüge, bei dem zahlreiche Einschlüsse von meist Quarz wellenförmig orientiert angeordnet sind (Abb. 43). Dagegen sind die



Abb.43: Albit-Blasten mit wellenförmig orientierten Einschlüssen im Ab-Chl-Ms-Schiefer. Straßeneinschnitt der Straße von Aydın nach Muğla, ca. 300 m nördlich von Kafacakaplancık. Probe 1.17; Vergr. 12x, + Pol.

Albite der graphitreichen Albit-Chlorit-Muscovit-Schiefer, die im gleichen Horizont auftreten, durch feinkörnige, orientiert eingelagerte Graphit-Substanz im Kern der Kristalle stark getrübt (Abb. 44). In den Gesteinen außerhalb der Wechselfolge der verschiedenen Schiefer sind die Albite fein- bis mittelkörnig und meist hypidiomorph oder xenomorph und seltener idiomorph ausgebildet.

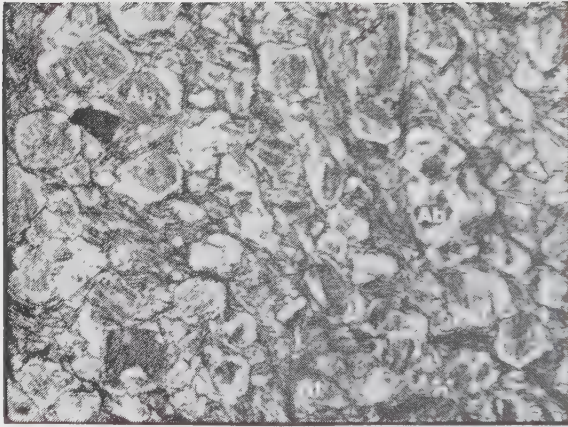


Abb.44: Albit-Blasten mit getrübbten Kernen im Ab-Chl-Ms-Schiefer, Straßeneinschnitt der Straße von Aydın nach Muğla, etwa 200 m nördlich von Kafacakplancık; Albit (Ab), Chlorit nach Granat (Gt); Probe 1.19; Vergr. 27x, //Pol.

Vom Liegenden zum Hangenden der Schieferhülle nimmt der An-Gehalt ab. Die im Kalksilikatschiefer vorkommenden Plagioklase sind z.B. nach röntgenographischen Untersuchungen reine Albite, während in den Granat-Biotit-Muscovit-Schiefern über 8 % An-Molekül gefunden wurde. Grundsätzlich sind die Albite der Schieferhülle reich an verschiedenartigen Einschlüssen, besonders an Q, Turm, Cc, Akt, Ti, Ap, Chl, Erz, Hellglimmern und Graphit.

Biotit: Der Habitus der Biotite ist meist blättrig bis schuppig und gelegentlich tafelig. Eine Regelung der Kristalle parallel zu s ist häufig. Die Eigenfarbe ändert sich in den Gesteinen der Schieferhülle deutlich von braun im Liegenden zu grünlichbraun im Hangenden. Einschlüsse von Epidot/Klinozoisit, Hellglimmern, Quarz und Erzen und pleochroitische Höfe sind gewöhnlich. Die Biotite sind häufig durch Chlorit oder gelegentlich am Rande der Kristalle durch

Hämatit pseudomorphisiert. Biotit selbst kann sich retrograd aus Granat bilden.

Chloritoid: Die mikroskopischen Untersuchungen weisen darauf hin, daß zwei verschiedene Chloritoid-Typen in den Gesteinen der Schieferhülle auftreten:

1. Hypidiomorphe bis xenomorphe, fein bis mittelkörnig, tafelige und häufig verzwilligte Chloritoide mit einem Pleochroismus von blaßgrün über blaßblau nach farblos. Typisch für diesen Chloritoid-Typ sind Trübungen durch Graphit im Kern, die so intensiv werden können, daß die Kristalle opak erscheinen (Abb. 45). Außerdem wurde Quarz und Hellglimmer als Einschlüsse



Abb.45: Chloritoid (Ctd) der 1. Art (vergl. Text) im Chl-Ms-Pg-Ctd-Schiefer. 800 m nördlich von Kadialani mvk. Probe 2-A; Vergr. 27x, // Pol.

sowie Rutil in Form feinsten Nadelchen in z.T. orientierter Verwachsung innerhalb dieser Chloritoid gefunden.

2. Die Chloritoide der Ctd-Ms-Pg-Ky-Schiefer sind xenomorph, fein- bis mittelkörnig und zeigen einen Pleochroismus von blaßgrün bis farblos. Besonders charakteristisch für diese Chloritioide ist eine intensive polysynthetische Verzwillingung, das Fehlen von Trübungen und ganz besonders eine weitgehende Aufoxidation des Eisens von Rande her, die zu opaken Säumen führt. Weiterhin sind diese Chloritoide oft mit größeren Rutilen verwachsen, ohne aber orientierte nadelförmige Einschlüsse von Rutil zu enthalten (Abb. 46).

Die andernorts so typischen Sanduhrstrukturen des Chloritoids fehlen in dem untersuchten Material des Menderes-Massivs völlig.

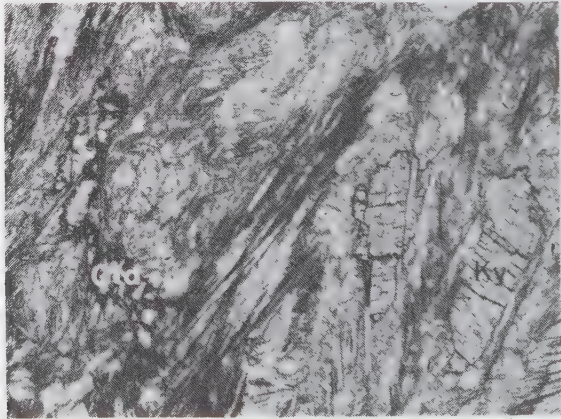


Abb. 46: Chloritoid(Ctd) der 2. Art neben Hellglimmern und ungetrübtem Disthen (Ky) im Ctd-Ms-Pg-Ky-Schiefer. Etwa 800 m nördlich von Kadiolani mvk.; Probe 284; Vergr. 42x, //Pol.

Disthen: Unter den Disthenen wurden ebenfalls zwei optisch völlig unterschiedliche Typen beobachtet. In den Ctd-Ms-Pg-Ky-Schiefen kommen hypidiomorphe bis xenomorphe, fein- bis

grobkörnige Kristalle vor, die lediglich am Rande schmale Säume von Hellglimmern entwickelt haben, sonst aber einschlußfrei und klar sind (siehe Abb. 46).

Die Disthene der Disthen-Hellglimmerschiefer dagegen sind stark getrübt und vom Rande und den Spaltrissen ausgehend weitgehend durch Hellglimmer pseudomorphisiert (Abb. 47).

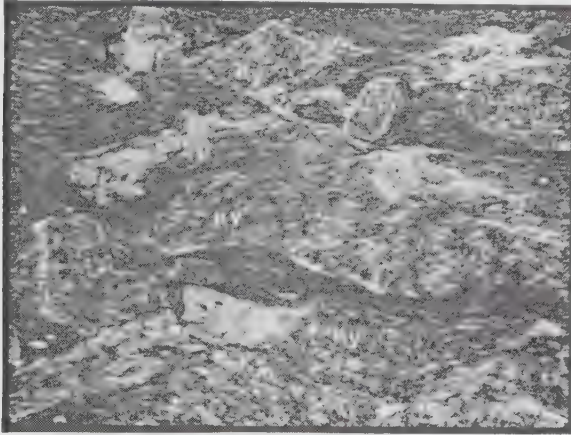


Abb. 47: Stark getrübt Disthene, die z.T. von Hellglimmern pseudomorphisiert werden. Disthen-Hellglimmer-Schiefer. Etwa 800 m nördlich von Kadiyalanı mvk. Disthen (Ky) und Hellglimmer (Hg); Probe 283; Vergr. 25x, // Pol.

Granat: Die gelegentlich poikiloblastischen, fein- bis mittelkörnigen Granate sind xenomorph oder hypidiomorph und seltener idiomorph. Häufig sind sie retrograd ganz oder teilweise durch Chlorit mit oder seltener ohne Biotit pseudomorphisiert (siehe Abb. 44). Der Gehalt an Granat in den Gesteinen der Schieferhülle nimmt kontinuierlich vom Liegenden zum Hangenden ab. Eine Ausnahme hiervon macht lediglich ein Horizont von Gt-Mt -Ep-Ab-Kalkschiefer mit viel fein- bis mittelkörnigem hypidiomorphem bis xenomorphen Granat im oberen Teil der Schieferhülle im Kalksilikatschiefer etwa 800 m südlich von Kafacakaplıncık.

Hellglimmer: Neben Biotit kommen in den Gesteinen der Schieferhülle zahlreiche Hellglimmer vor, bei denen es sich nach röntgenographischen und mikroskopischen Bestimmungen um Muscovit, Phengit und Paragonit handelt.

Muscovit: Die Muscovite sind die überwiegend auftretenden Hellglimmer in allen Gesteinen der Schieferhülle. Sie sind häufig mit Biotit verwachsen und als Schuppen oder feine Blätter in s eingeregelt. Die Gesteine der Wechselfolge verschiedener Schiefer enthalten neben den geregelten Muscoviten allerdings auch unregelmäßige, wirrfilzige Muscovite. Häufig kommen neben den Muscoviten Rutil- und Apatit-Kristalle vor und in den Muscoviten Einschlüsse von Ep/Klz, Turm, Q und Erz oder Trübungen durch Graphit. Nach röntgenographischen Bestimmungen handelt es sich um $2M_1$ - oder seltener um 3T-Glimmer.

Paragonit: Die röntgenographischen Untersuchungen zeigten das Vorhandensein von Paragonit in den Gesteinen; mikroskopisch ist dieser neben Muscovit nicht bestimmbar.

Aktinolith -Reihe: Amphibole kommen besonders in den Gesteinen der Wechselfolge verschiedener Schiefer und in den Kalksilikatschiefern mit Serpentin vor. Es handelt sich nach mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen um Aktinolith und Tremolit.

Aktinolith: Die Aktinolithe treten in idiomorphen bis xenomorphen, kurz- bis langprismatischen Kristallen auf, die meist in s eingeregelt sind. Ihr starker Pleochroismus von grün nach gelblichgrün weist darauf hin, daß eisenreiche Aktinolithe vorliegen. Einschlüsse von Ti, Ep/Klz, Turm, Erz, Karbonaten und Apatit sind häufig. In den randlichen Partien der Serpentin Körper können vor allem die Epidot-Einschlüsse so häufig auftreten, daß die Aktinolithe getrübt erscheinen. Teilweise werden die Kristalle durch ein sehr feinkörniges, mikroskopisch nicht auflösbares Mineralgemenge vom Rande her pseudomorphisiert.

Tremolit: Tremolit kommt besonders in den Gesteinen der Kalksilikatschiefer mit Serpentin vor. Die Kristalle sind meist langnadelig und idiomorph, zuweilen aber auch hypidiomorph bis xenomorph. Zwillingsbildungen sind häufig.

Epidot-Klinozoisit: Die Gesteine der Schieferhülle enthalten stark wechselnde Mengen von Ep/Klz Mischkristallen. In einigen Gesteinen der Kalksilikatschiefer und in den Grünschiefern der Wechselfolge verschiedener Schiefer werden sie zu Hauptgemengteilen. Sie treten dann in dichten Lagen oder Schlieren mit xenomorphen Kristallen in einem Pflastergefüge auf oder auch als grobkörnige häufig zonierte idiomorphe Porphyroblasten. Sonst kommt Ep/Klz als wichtiger akzessorischer Gemengteil besonders in Form von Einschlüssen in anderen Mineralien in den Gesteinen vor. Die monoklinen Glieder der Ep/Klz-Reihe sind durch ihre anormalen Interferenzfarben und das häufige Auftreten von Zwillingsbildungen charakterisiert.

Karbonate: Die Gesteine der Schieferhülle sind teilweise reich an Karbonaten, wobei mit Ausnahme der Dolomitmarmore Calcit weit überwiegt. Die Karbonate sind meist hypidiomorph bis xenomorph, stark verzwillingt und bilden ein Mosaik- bzw. Pflaster-Gefüge. In der Regel erreichen die Calcite größere Kristallgrößen als die Dolomite. Einschlüsse von Q, Ab, Ep/Klz und Hellglimmern, sowie in einigen Gesteinen eine sehr charakteristische Trübung durch Graphit, sind häufig. In den Kalksilikatschiefern sind zwischen den Karbonaten und den eingeschlossenen Quarzen sehr schöne Reaktionsäume von Wollastonit ausgebildet (Abb. 48).



Chlorit: Die Chlorite sind oft Bildungen retrograder Umwandlungen. Sie sind blättrig, radialstrahlig und gelegentlich, wie z.B. in den Chl-Ms-Pg-Ctd-Schiefern, sogar porphyroblastisch. Die röntgenographische Bestimmung ergab, daß es sich um Rhinpidolith, Pennin und Klinochlor handelt.

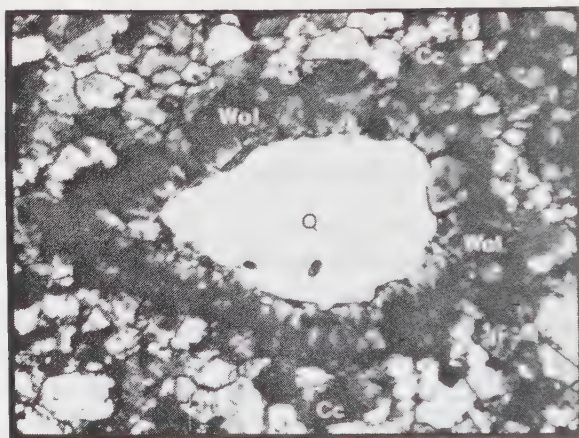


Abb.: 48: Reaktionssaum von Wollastonit um einen Quarzkern im Kalksilikatschiefer. Etwa 500 m südwestlich von Elmacık mah. Quarz (Q), Calcit (Cc) und Wollastonit (Wol); Probe 488; + Pol.

Talk: Talk kommt als bis zu 1 cm große Kristalle mit hervorragender Regelung parallel zu *s* in den Talkschiefern vor. In den Schliffpräparaten wird eine tektonische Überprägung mit Bruchbildung sichtbar. In den Kalksilikatschiefern kommen kleine, schuppige unregelmäßige Talk-Kristalle akzessorisch vor.

Hauptgemengteile der Serpentine:

Die Serpentine bestehen überwiegend aus Serpentin, wobei es sich meist um Antigorit und seltener um Chrysotil handelt. Diese bilden typische Gitter- und Fenster-Strukturen (vergl. VI.2.6). In einem Serpentin (Nr. 255-10, etwa 800 m östlich von Kaplancık mah.) tritt neben Serpentin ein Pyroxen als Hauptgemengteil auf. Die meist prismatischen und hypidiomorphen, farblosen Kristalle sind nach röntgenographischen und mikrochemischen Bestimmungen Diopside. Weiterhin kommen Tremolit, Klinochlor, Talk und Karbonate (Dolomit, Calcit) vor.

Akzessorien: Opakes oxidisches Erze (meist Ilmenit und Magnetit, auch rot durchscheinender Hämatit); hypidiomorphe

bis idiomorphe, verzwillingte Titanite; idiomorphe bis xenomorphe Apatite; xenomorphe, farblose Korunde; idiomorphe bis xenomorphe, zonargebaute Turmaline mit blauem Kern und grüner bis gelber Randzone oder fleckiger Felderteilung; feinkörnige, zonargebaute, idiomorphe bis gerundete Zirkone; hypidiomorphe, fein bis mittelkörnige Rutile ;Graphit und Wollastonit.

VII. Smirgellagerstätten der Schieferhülle

VII.1 Geographische und geologische Lage

Die Smirgel des Menderes-Massivs bilden die größten und bekanntesten Smirgel- und Diasporitlagerstätten der Türkei. Vor etwa 130 Jahren wurden sie von SMITH (1847) entdeckt und danach etwa 50 Jahre lang von den Engländern abgebaut. Nach 1960 wurden diese Lagerstätten von der staatlichen Anstalt ETIBANK und anderen privaten Firmen bearbeitet. Zur Zeit sind nur noch vereinzelt kleine Betriebe mit dem Abbau beschäftigt.

Die Smirgellagerstätten befinden sich auf der südlichen und südöstlichen Seite der äußeren Zone des Menderes-Massivs. Sie bilden linsenartige Körper, die meist in parallelen, schichtgebundenen Horizonten auftreten. Ihr Vorkommen läßt sich parallel des normalen Streichens von Söke nach Osten hin bis Nazilli verfolgen. Die Lagerstätten wurden besonders von KRÄMER (1907), PHILIPPSON (1910-1915), ÖNAY (1949) und WIPPERN (1964, 1965) intensiv bearbeitet.

Nach ÖNAY (1949) sind die Lagerstätten aus Bauxiten in taschenförmigen, buchtig verkarsteten Marmoren entstanden. Dabei bildeten sich im Süden Diasporite und mit zunehmendem Metamorphosegrad nach Norden hin Smirgel. Die Marmore haben wahrscheinlich triassisch bis jurassisches Alter (vgl. Kapitel V.) und das Metamorphosealter wird als Obere Kreide bis Paläogen angenommen (vgl. Kapitel IX.)

Auch WIPPERN (1964b, 1965) führt die Smirgellagerstätten auf alte Bauxite zurück, deren Bildung er an die Grenze zwischen Perm und Trias stellt. Nach seiner Meinung entstand während eines Hiatus ein flaches Relief unter gleichzeitiger Förderung und Ablagerung basischer Tuffe. Diese wurden durch allitische Verwitterung zu Bauxiten und schließlich durch eine Metamorphose am Ende der Trias zu den Diasporit- und Smirgellagerstätten. Im Hangenden setzte dann die Kalksedimentation, die bis zur Oberkreide anhält, wieder ein.

Im West-Taurus kommen die sogenannten Mortas Bauxite vor, bei denen eine ausgeprägte Diskordanz zwischen den Kalken der Unteren und der Oberen Kreide zu beobachten ist (ATABEY, 1976). Hier bestehen die Bauxite zum größten Teil aus Boehmit.

Zum Hangenden hin werden die Smirgel durch fein- bis mittelkörnige, dunkelgrau bis gelblich erscheinende Schiefer abgegrenzt. Diese, bis zu 50 cm mächtigen Gesteine, werden als Schieferzone bezeichnet.

ÖNAY (1949) untersuchte und klassifizierte die Smirgel des gesamten Menderes-Massivs. Nach ihm sind die hier untersuchten Lagerstätten, die im Bereich zwischen Yazkam T. und Ismaildağ vor allem nahe Ismaildağ, Elmacık Köyü, Cıkcı T. und in einigen weiteren kleinen Vorkommen aufgeschlossen sind, der Gruppe Aladağ-Yatağan-Gübbey zuzuordnen.

VII.1.1 Die Smirgellagerstätten von Ismaildağ

In der Nähe des Ismaildağ sind zwei große Smirgellagerstätten aufgeschlossen:

Die eine, die ÖNAY (1949) als die größte bekannte Smirgellagerstätte der Türkei bezeichnet, liegt am Westabfall des Berges, etwa 1,5 km nördlich des Gipfels. Sie trägt den Namen Zımpara - zu deutsch "Smirgel" - und verläuft parallel zum Streichen mit 47° NE und einem Einfallen von 77° SE. Sie besteht aus einer großen Linse von 250-300 m Länge und einer Mächtigkeit von 3-15 m. Bis zu ihrem Auskeilen in ca. 8 m Teufe ist sie weitgehend abgebaut, wobei das Fördergut über einen Bremsberg zur Ebene Kadialan mvk. transportiert wurde. Ein zweiter Smirgelkörper liegt parallel dazu etwa 40 m in östlicher Richtung entfernt. Es besteht aus einer 0,1-5m mächtigen Linse, die im Streichen über ca. 80 m zu verfolgen ist.

Die zweite Lagerstätte befindet sich im Tal das Azganbogazı etwa 1,2 km südwestlich des Gipfels des Ismaildağ. Sie besteht wiederum aus einer großen Linse von etwa 1 km Länge und

einer kleinen Linse von etwa 100 m Länge, die parallel dazu in westlicher Richtung liegt. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 10 m. Parallel zum Azganboğazı werden beide Linsen durch eine Blattverschiebung um ca. 100 m versetzt.

VII.1.2 Die Smirgellagerstätten von Elmacık Köyü

Südlich der Ortschaft Elmacık köyü befindet sich ein 150 m langer aber nur bis zu 2 m mächtiger Smirgel-Ausbiß. Etwas weiter von der Ortschaft entfernt ist ein zweiter, im Durchschnitt 3 m mächtiger, Smirgel-Zug aufgeschlossen, der sich in Form einzelner Linsen über 400 m bis in die Umgebung von Karahöyüktepe verfolgen läßt. Etwa 800 m südwestlich von Kemert befindet sich auf der gleichen Ausbißlinie eine weitere, etwa 200 m lange und durchschnittlich 2 m mächtige Linse.

VII.1.3 Die Smirgellagerstätten von Cıklık Tepe

Südwestlich von Karahöyük T., auf der gleichen Ausbißlinie wie die Lagerstätten am Azganboğazı und bei Elmacık köyü, befinden sich die Vorkommen von Cıklık T. Hier ist eine, zum Teil abgebaute, große Linse von etwa 300 m Länge, einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 3 m und einer zwischen 1 m und 5 m schwankenden Teufe aufgeschlossen. Etwas südlich von dieser Linse liegt eine weitere kleinere Linse von etwa 50 m Länge.

VII.1.4 Sonstige Smirgellagerstätten

Die oben erwähnten Lagerstätten gehören alle einem stratigraphischen Horizont an, der, von SW nach NE streichend, der Nordflanke einer Mulde angehört (vgl. geol. Karte). Dieselbe stratigraphische Einheit ist weiter südlich im Süd-

flügel der Mulde erneut aufgeschlossen und auch dort wurden einige Smirgel-Vorkommen beobachtet. Diese Vorkommen besonders östlich von Yaran T. sind wegen ihrer geringen Größe weniger bedeutend. Bei Yaran T. ist eine ca. 3 m mächtige Linse über 100 m Länge zu verfolgen und eine zweite liegt im Südwesten davon mit einer Mächtigkeit von ca. 3 m und einer Länge von ca. 60 m.

Zusätzlich wurden einige weitere Smirgellagerstätten außerhalb des kartierten Gebietes untersucht. Es handelt sich im einzelnen um eine große Linse von ca. 300 m Länge und ca. 3 m Mächtigkeit bei Kocakır ca. 18 km westlich von Yatağan und ein zweites Vorkommen an der nördlichen Flanke des Yatağan T. ca. 500 m nördlich von Yatağan. Diese alten Abbauten von Taskesigi und Yatıganocak befinden sich in größeren Linsen. Das Vorkommen von Taskesigi besteht aus einem flachen Körper von ca. 300 m Länge und einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 m. Yatıgan besteht aus zwei Linsen, die beide etwa 150 m Länge und 6 bis 8 m Mächtigkeit zeigen. Sie sind parallel zueinander konkordant in den Marmoren eingelagert. Die Vorkommen von Taskesigi und Yatıganocak wurden bis zu einer Teufe von 20 m erschürft.

VII. 2 PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

Makroskopische Beschreibung

Die Smirgel sind aufgrund ihrer sehr großen Härte und ihres hohen spezifischen Gewichts unverwechselbar. Die Farbe im Handstück variiert je nach dem Mineralbestand zwischen eisen-grau bis schwarz bei den normalen Smirgeln, rotbraun bis eisen-grau bei durch sekundäre Eisenerze pigmentierten Proben, dunkelgrün und graugrün bei Chloritoid-führenden Proben bis zu dunkelblauen und bläulichgrauen Farben bei sehr Korund-reichen Smirgeln.

Die Gesteine sehen meist dicht und massig aus; ihre Textur

besteht aus fein- bis mittelkörnigen Kristallen, die oft kugelig bis oval ausgebildet sind und dadurch ein ooid-ähnliches Gefüge ergeben. Dieses Ooid-ähnliche Gefüge ist in vielen Fällen tektonisch überprägt, wobei die kugeligen Gebilde ausgelängt und orientiert wurden.

In den linsenförmigen Smirgelkörpern selbst ist das Gestein durch Klüftung in faust- bis kopfgroße, eckige Körper zerlegt worden. Die einzelnen Fragmente sind sekundär durch Chloritoid, Margarit, Calcit, Muscovit und Eisenerze verkittet. Dabei ist häufig eine Sproßung von großen Chloritoidkristallen von den Klüften aus in die Smirgelkörper zu beobachten.

Im Hangenden werden die Smirgel von einer 10 - 50 cm mächtigen Schieferzone von den Marmoren getrennt (vgl. VII.1). Diese sehr gut geschieferten, fein- bis mittelkörnigen Gesteine zeigen eine dunkelgraue bis gelbliche Farbe. Bis zu 5 mm große Blasen von Ky, Ep/Klz und in Limonit umgewandelte Eisenoxide sind sichtbar. Am Liegenden ist die Grenzfläche buchtig bis taschenförmig mit scharfen Grenzen ausgebildet.

Mikroskopische Beschreibung

Die Smirgel bestehen hauptsächlich aus Korund und wechselnden Mengen von Erz (Magnetit, Hämatit und Ilmenit). Nebengemengteile sind Chloritoid, Margarit, Muscovit und Diaspor; als Akzessorien kommen Rutil, Högbonit, Chlorit, Calcit, Dolomit, Turmalin, Apatit, Spinell und Oxybiotit vor.

ÖNAY (1949) teilte die Smirgel nach ihrem Mineralbestand in 6 Gruppen ein:

- 1- normale Smirgel
- 2- erzarme Smirgel
- 3- Chloritoid-Smirgel
- 4- Margarit- und Muscovit-führende-Smirgel
- 5- Diaspor-Smirgel
- 6- Pyrit-Smirgel

Die hier untersuchten Smirgel sind zum weit überwiegenden Teil den Gruppen 1 und 3 zuzuordnen.

Gefüge: Die idiomorphen bis hypidiomorphen Korundkörner bilden meist ein Mosaik- oder Pflaster-Gefüge. Manchmal sind auch bienenwabenähnliche, kristalloblastische Pflasterstrukturen erkennbar. Die Chloritoide füllen die Zwischenräume in Korundgefüge aus oder umhüllen rosettenartig Korund- oder Magnetit-Kerne. In den Chloritoid-reichen Smirgeln kommen sie auch als porphyroblastische Einsprenglinge vor. Erz (Magnetit, Hämatit und Ilmenit) ist untergeordnet. Die feinkörnigen Magnetit-Oktaeder sind meist im Chloritoid und seltener im Korund eingeschlossen.

Abb. 49: Typisches Gefüge eines Smirgels. Die ehemaligen Ooide sind nur wenig deformiert und durch die Durchstäubung mit Erzen gut sichtbar. Zımpara nördlich von Ismaildağ; Probe 381; Vergr. 12,5x, // Pol.



In einigen Fällen, besonders in den Lagerstätten am Ismaildağ, kommen Magnetitanreicherungen in mehreren ovalen konzentrischen Schalen in Chloritoid-Korund-Aggregaten vor, die die Form alter Ooide nachzeichnen (Abb. 49 und 50).

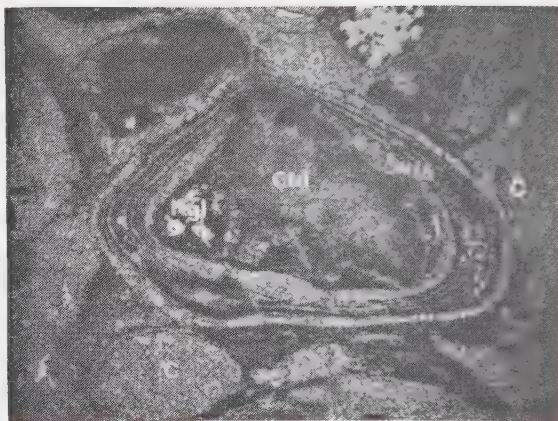


Abb. 50: Wenig deformiertes ehemaliges Ooid bestehend aus Chloritoid (Ctd), Hellglimmer (Hgl), Korund (C) und lagig angeordnetem Erz. Zimpara nördlich von Ismaildağ; Probe 380; Vergr. 70 x, //Pol.

Die Zwickel zwischen den idiomorphen oder hypidiomorphen Korunden und den Chloritiden werden von blättrig bis schuppigen Margarit- und Muscovit-Kristallen ausgefüllt. Diese zeigen bei gehäuftem Auftreten ein lepidoblastisches Gefüge. In diesen Zwickeln kommt weiterhin Diaspor in tafelförmigen und schuppigen Kristallen vor.

Die Gesteine der Schieferzone sind vor allem Disthen-Glimmerschiefer, Epidot/Klinozoisit-Disthen-Glimmerschiefer und Chlorit-Epidot/Klinozoisit-Glimmerschiefer. Ihr Mineralbestand ist Disthen, Epidot/Klinozoisit, Muscovit, Margarit, Chlorit und akzessorischer Rutil, Turmalin, Korund, Calcit, Dolomit, Biotit, Apatit, Zirkon und Erze. Sie zeigen ein lepidoblastisches Gefüge, wobei in den in s eingeregelter feinkörnigen Hellglimmern Porphyroblasten von Disthen, Epidot, Klinozoisit und Eisenoxiden regelmäßig bis unregelmäßig eingelagert sind.

Paragenesen:

Korund-Chloritoid-Margarit-Muscovit-Erz-Högbomit

Korund-Chloritoid-Margarit-Muscovit-Calcit-Erz

Korund-Chloritoid⁺Margarit-Diaspor-Erz-Rutil-Högbomit
Korund-Chloritoid-Margarit⁺ Chlorit⁺Erz
Korund-Chloritoid⁺Chlorit⁺Calcit-Erz
Korund-Chloritoid-Diaspor⁺Calcit-Erz
Korund-Margarit-Diaspor⁺Muscovit⁺Chlorit-Erz
Korund-Margarit⁺Diaspor-Calcit-Erz-Högbomit
Korund-Margarit-Muscovit⁺Erz
Korund-Margarit-Biotit-Calcit
Korund-Diaspor-Muscovit-Calcit-Erz
Korund-Calcit⁺Biotit-Erz-Högbomit
Chloritoid-Margarit-Muscovit⁺Diaspor-Erz-Rutil
Chloritoid-Diaspor⁺Calcit-Erz
Chloritoid-Chlorit-Erz-Rutil
Margarit-Calcit-Erz-Högbomit

Paragenesen der Schieferzone (Disthen-Epidot-Hellglimmer-schiefer und Chlorit-Epidot-Hellglimmerschiefer) der Smirgellagerstätten:

Disthen-Epidot-Hellglimmer-Erz-Rutil
Disthen-Hellglimmer-Biotit-Erz
Disthen-Hellglimmer-Calcit-Erz
Epidot-Hellglimmer-Calcit-Erz⁺Rutil
Epidot-Hellglimmer-Chlorit-Erz

Korund: Der wichtigste Hauptgemengenteil der Smirgel, der auch deren große Härte bedingt, ist Korund. Die im Handstück blau bis dunkelblau erscheinenden Kristalle sind in Schliffdicke farblos bis blau gefärbt, wobei sich die intensiv gefärbten Partien durch einen deutlichen Pleochroismus von blau bis grünlichblau und hellblau auszeichnen. Zonarbau, bei dem entweder parallel der Anwachsflächen die Farbintensität von außen nach innen abnimmt, oder bei dem verschieden intensiv gefärbte Partien fleckenförmig angeordnet sind, ist gewöhnlich. Oft sind die Korunde reich an Einschlüssen von Magnetit, Ilmenit, Hämatit, Chloritoid, Rutil, Högbomit und Limonit, die so zahlreich werden können, daß die Kristalle nahezu opak erscheinen.

Die Korundkörner treten häufig idiomorph (Abb. 51), meist aber hypidiomorph bis xenomorph auf. Sie sind in der Regel mittel- bis feinkörnig, aber auch Korngrößen bis zu 10 mm wurden beobachtet. Der Habitus der Kristalle ist säulig bis stengelig und zeigt häufig die typische tonnenförmige Ausbildung. In den geschieferten Smirgel liegen die c-Achsen der Korunde ungefähr senkrecht zu b. Sehr häufig treten Aggregate auf, in denen die Kristalle ein Mosaik- oder Pflastergefüge zeigen. In manchen Smirgeln sind die Korunde von zahlreichen schmalen Zwillingslamellen und Absonderungen parallel $(10\bar{1}1)$ durchsetzt (Abb. 52).

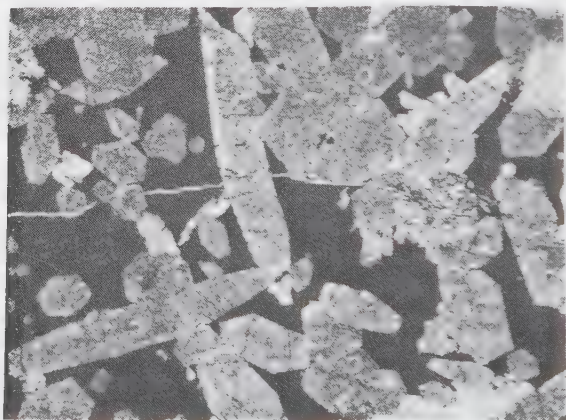


Abb. 51: Idiomorphe Korund-Kristalle (c) in Erz.
Zimpara nördlich von Ismaildağ; Probe 705; Vergr. 32 x,
//Pol.

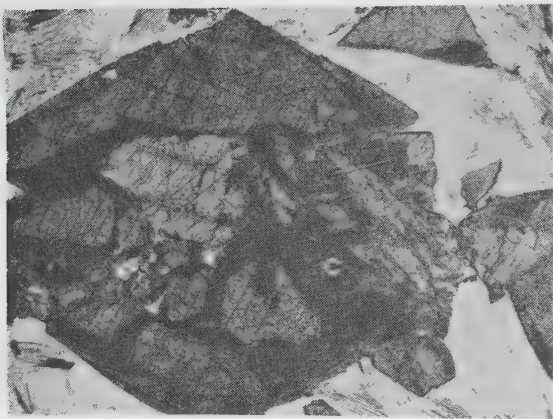


Abb. 52: Korund mit einem Einschluß eines anders orientierten Korunds und schmalen Zwillingslamellen und Absonderungen (1011). Kocakır; Probe 707; Vergr. 16x, + Pol.

Es wurden zwei verschiedene Reaktionen beobachtet, in denen Korunde verbraucht wurden. Diese beschrieben bereits KRÄMER (1907) und ÖNAY (1949). Zum einen bildet sich Chloritoid, wobei die Korundkristalle vom Rande her angefressen werden. Die ehemaligen Korngrenzen verschwinden dabei völlig; es bilden sich unregelmäßige Chloritoid Aggregate (Abb. 53). Bei der zweiten Reaktion werden die Korunde von Sprüngen und Korngrenzen ausgehend, unter Erhaltung der ursprünglichen Morphologie, durch Margarit, Muscovit und Diaspor pseudomorphisiert (Abb. 54).

Erzminerale: Die Smirgel sind in der Regel durch große Gehalte von opaken Mineralien sehr dunkel gefärbt. Nach Röntgendiffraktometraufnahmen und auflichtmikroskopischen Bestimmungen bestehen diese aus Magnetit, Ilmenit, Hämatit und seltener Rutil.

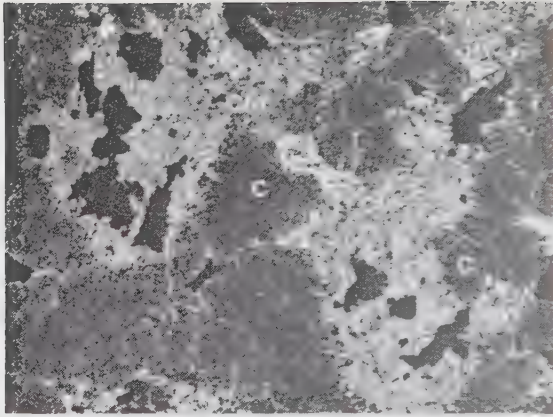


Abb. 53: Reaktion des Korunds zu Chloritoid. Chloritoid (Chl) ist durchsichtig, Korundrelikte (C) durchstäubt. Azganboğazı südwestlich von Ismaildağ, Probe 706; Vergr. 70x, //Pol.

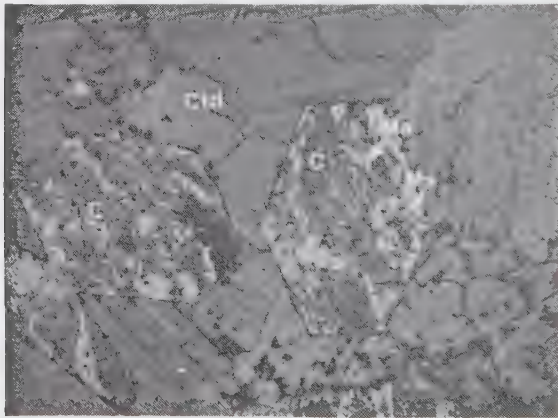


Abb. 54: Reaktion des Korunds zu Margarit und Muskovit. Chloritoid (Chl), Korund (C), Margarit (Ma), Muskovit (Ms). Azganboğazı D. südwestlich des Ismaildağ, Probe 703; Vergr. 70x, //Pol.

Die Magnetite sind meist in idiomorphen, relativ großen Kristallen ausgebildet. Eine beginnende Martitisierung macht sich in zahlreichen feinen und groben Hämatit-Lamellen bemerkbar. Daneben kommt Hämatit in polykristallinen Aggregaten neben Ilmenit in den Silikaten und dem Korund vor. Wie bereits oben beschrieben, können konzentrische Eisenoxidlagen ehemalige Ooide nachzeichnen.

Pyrit, wie ihn ÖNAY (1949) in Akcakavaklar bei Körteke fand, wurde nie beobachtet.

Chloritoid: Chloritoid - nach HOSCHEK (1967) ein Mineral besonders regionalmetamorpher, aber auch kontaktmetamorpher Gesteine - ist neben Korund die wichtigste Komponente der Smirgel. Er ist besonders in den erzreichen Proben in großer Menge anzutreffen. Die Kristalle sind fein- bis mittelkörnig mit einer Größe bis zu 3 mm und hypidiomorph bis xenomorph und seltener idiomorph ausgebildet. Oft treten sie in radialstrahligen Büscheln zusammen. Die Chloritoiden zeigen den typischen ausgeprägten Pleochroismus von grün über blau nach blaßgelb bis farblos; feinkörnige bis tropfenartige Erzeinschlüsse, die besonders im Zentrum der Körner angereichert sind, führen häufig zur nahezu völligen Undurchsichtigkeit (Abb. 55).

Die Chloritoiden entstehen zum Teil durch Reaktionen aus dem Korund (vgl. Korund). Die Art der Verwachsung mit Korund ist dort beschrieben.

Eine zweite Generation von Chloritoid findet sich in bis zu 8 cm großen Kristallen frei auf Klüften aufgewachsen. Diese grün bis schwarzgrün gefärbten, tafelförmigen Chloritoiden bilden blättrige Aggregate und sind meist mit der c-Achse parallel zur Klüftfläche aufgewachsen (Abb. 56). In Schliffpräparaten fällt besonders eine polysynthetische Verzwillingung auf.

Bei beiden Chloritoid-Generationen sind zum Teil weitgehende

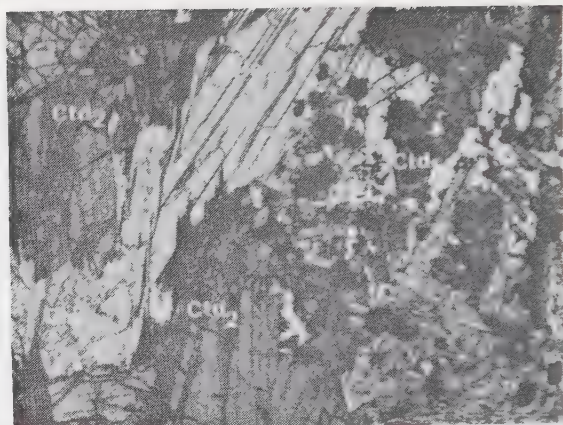


Abb. 55: Chloritoid in einer älteren Generation (Ctd-1, ...
 artig; von Erz durchstäubt) und einer ...
 (Ctd-2 klare große Kristalle) neben Diagenetischen ...
 tepe südlich von Elmacık köyü, Probe 1.3. ...
 // Pol



Abb.56: Chloritoid in großen Kristallen aus einer Kluft. Azgan-
 boğazi D. südwestlich des İsmaildağ.

oxidative Veränderungen zu beobachten, die an Korngrenzen und Spaltflächen beginnend die Eigenfarbe der Kristalle in eisenbraun bis gelblich verändern. Die andernorts typischen Sanduhrstrukturen fehlen völlig.

Die wichtigsten, mit Chloritoid koexistierenden Minerale sind Korund, Magnetit, Ilmenit, Hämatit, Margarit, Diaspor, Rutil, Muscovit und Karbonat.

In Tab. 13 sind die Analysen zweier Kluft-Chloritoide einigen Analysen aus der Literatur gegenübergestellt. Insgesamt ergeben sich sehr weitgehende Übereinstimmungen, wobei lediglich das $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis stärkeren Schwankungen unterworfen ist. Hierzu ist noch zu bemerken, daß es sich bei den $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Werten in der Analyse von ÖNAY (1949) offensichtlich um eine Fehlbestimmung handelt. Eine neue Analyse von OSLUND an dem gleichen Material ergab Werte, die mit den übrigen Analysen sehr viel besser übereinstimmen.

Neben den Hauptelementen wurden mit der RFA einige Spurenelemente analysiert, die ebenfalls in Tab. 13 aufgeführt sind. Hier ist besonders der sehr hohe Co-Gehalt von 459 ppm erwähnenswert.

Hellglimmer: Im Smirgel kommen sowohl Margarit als auch Muscovit vor:

Margarit: Der dioktaedrische Ca-Glimmer Margarit, dessen petrologische Bedeutung für regionalmetamorphe Prozesse in den letzten Jahren immer deutlicher herausgearbeitet wurde (FREY und NIGGLI, 1972 und CHATTERJEE, 1976), beschrieb bereits KRÄMER (1907) aus den Smirgeln des Menderes-Massivs.

Er kommt als milchigweiße oder seltener hellrosa gefärbte Schüppchen im Gestein selbst vor, aber auch als bis zu 1,5 cm große Einkristalle auf Klüften. ÖNAY (1949) beschrieb sehr treffend solche Klüfte von 10 cm Mächtigkeit, die allerdings stark verwittert waren, von der Grube Yatıganocak und

Tab. 13 : Chemische Analysen von Chloritoiden aus Smirgeln
(in Gew.%)

Kompon.	Ctd-1	Ctd-2	ÖNAY ¹ (1949)	OSLUND ² (aus HALFERDAHL, 1961)	PLAS et al. ³	ZEN ⁴
SiO ₂	24.0	24.3	23.77	24.0	23.92	25.18
TiO ₂	0.12	0.11	0.00	0.05	spur	0.40
Al ₂ O ₃	40.3	40.4	39.09	40.30	39.13	39.48
Fe ₂ O ₃	3.25	3.20	15.71	2.52	6.01	2.00
FeO	22.7	22.3	13.88	25.13	20.38	22.26
MnO	0.42	0.41	0.02	0.09	0.16	1.32
MgO	1.85	1.97	1.42	1.23	1.33	1.25
CaO	0.14	0.15	0.00	0.10	0.20	0.06
Na ₂ O	0.01	0.00	0.95	0.00	2.08	0.15
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.00	0.15	0.43
P ₂ O ₅	0.00	0.03				
H ₂ O	7.4	7.3	5.16	6.9	6.92	7.3
Summe	100.20	100.18	100.02	100.32	100.28	99.89

(ppm)

Cr	84
Co	459
Cu	22
Ni	126
Rb	- -
Sr	2
Y	5
Zn	143

Strukturformeln:

Ctd-1 : $(\text{Fe}_{1,56}^{\prime\prime}\text{Mg}_{0,23}\text{Mn}_{0,03}\text{Ca}_{0,01})_{1,83}(\text{Al}_{0,90}\text{Fe}_{0,20}^{\prime\prime})_{1,10}$
 $(\text{Al}_{3,00}\text{O}_2) \text{Si}_{1,97}\text{O}_4(\text{OH})_4$

Ctd-2 : $(\text{Fe}_{1,53}^{\prime\prime}\text{Mg}_{0,24}\text{Mn}_{0,03}\text{Ca}_{0,01})_{1,81}(\text{Al}_{0,91}\text{Fe}_{0,19}^{\prime\prime})_{1,10}$
 $(\text{Al}_{3,00}\text{O}_2) \text{Si}_{2,00}\text{O}_4(\text{OH})_4$

Ctd-1 = aus einer Kluft vom Ismaildag

Ctd-2 = aus einer Kluft von Azganbogazi D.

1 = aus einer Kluft der Grube Üstüacıkırsarnıc, Yaygın, Türkei

2 = neue Analyse am Material von ÖNAY; vergl. FeO-Fe₂O₃-Verh.

3 = Chloritoid vom Hennensadel südlich Vals, Graubünden, Schweiz

4 = Mt.Herrick, Ira Township, Vermont, USA.

vom Ismaildag: "Die Margaritklüfte besitzen oft verwachsene Salbänder, sodaß Margaritmassen bis in den Smirgel eindringen: oft ist es schwierig, solche Klüfte von der Hauptmasse räumlich zu trennen".

Die tafeligen bis schuppigen Margaritaggregate sind zum Teil innig mit Muscovit verwachsen und auch in Schlifffdicke zum Teil schwachrosa gefärbt.

Die Analysen einer reinweißen-(Ma-1) und einer rosafarbenen Varietät (Ma-2) sind in Tab. 14 einigen Analysen aus der Literatur gegenübergestellt. Insgesamt sind die Werte sehr ähnlich; lediglich bei den H_2O -Gehalten sind höhere Werte als bei den Literaturdaten zu verzeichnen. Die Ursache für die rosa Eigenfarbe ist noch nicht bekannt. Möglicherweise spielt hierbei die leicht erhöhte Li-Konzentration oder auch das Einwandern von Verwitterungslösungen eine Rolle.

Muscovit: Die schuppig bis blättrigen Muscovite kommen entweder mit Margarit verwachsen oder als Zwickelfüllung zwischen Korund und Chloritoid vor. In den Hellglimmer-Aggregaten bereitet die Unterscheidung zwischen Muscovit und Margarit teilweise große Schwierigkeiten. In den geschieferten Smirgeln am Rande der Smirgellinsen ist die Korngröße der Muscovite deutlich geringer und die Kristalle sind in s eingeregelt. Auch Muscovit kommt stellenweise in größeren grünlich gefärbten Kristallen auf Klüften vor.

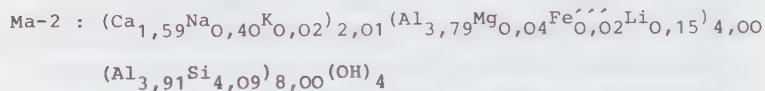
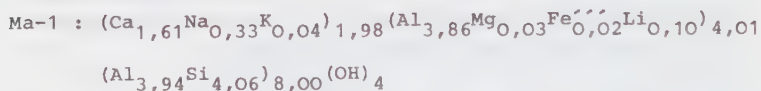
Diaspor: Diaspor ist eine charakteristische Komponente in den untersuchten Smirgeln. Seine Entstehung wird allgemein als diagenetische Neubildung aus primärem Gibbsit und metastabilem Böehmit (KENNEDY, 1959), oder auch aus Tonmineralien gedeutet. Unter regional- oder kontaktmetamorphem Einfluß geht Diaspor in Korund über. Die retrograde Bildung von Diaspor aus Korund wurde bereits früher erwähnt (vgl. Korund).

Schön ausgebildete Kristalle mit tafeligem oder nach (010)

Tab. 14 : Chemische Analysen von Margariten aus Smirgeln
(in Gew.%)

Kompon.	Ma-1	Ma-2	VELDE ¹ (1971)	VELDE ² (1971)	STORRE & NITSCH ³ (1974)
SiO ₂	30.9	31.2	30.64	29.86	30.34
TiO ₂	0.02	0.04	spur	spur	0.12
Al ₂ O ₃	50.38	49.81	50.33	51.06	49.8
Fe ₂ O ₃	0.16	0.20	0.09	0.77	0.35
FeO	- -	- -	0.89	0.28	0.51
MnO	0.01	0.01	spur	0.03	0.01
MgO	0.15	0.18	0.09	0.14	0.59
CaO	11.42	11.33	11.39	11.79	11.43
Na ₂ O	1.30	1.60	1.25	1.75	1.95
K ₂ O	0.26	0.11	1.25	0.05	0.27
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.03	spur	0.1
H ₂ O	5.15	5.3	4.83	4.52	4.65
Li ₂ O	0.2	0.3	spur	spur	0.28
Summe	99.96	100.09	100.81	100.26	100.40

Strukturformeln



1 = aus der Türkei

2 = Greiner, Österreich

3 = Chester, Mass/USA.

stengeligem Habitus (Abb. 57) finden sich auf Klüften. Sie

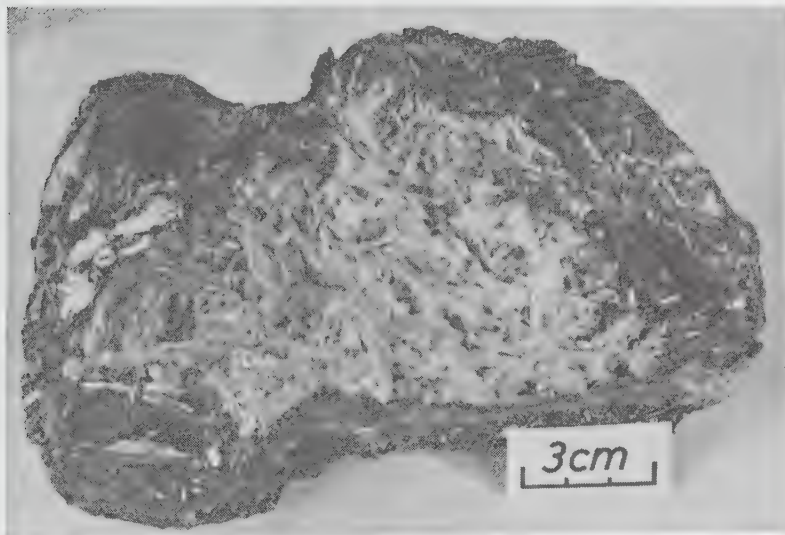


Abb. 57: Nach (Olo) stengelig entwickelte Diaspor-Kristalle aus einer Kluft. Eglidağ bei Serefköyü (Yatağan).

sind farblos und stellenweise von mikroskopisch kleinen Rutil-einschlüssen braun bis gelb pigmentiert. Im Gestein sind die Diaspore blättrig, tafelig oder schuppig.

Akzessorien: In den untersuchten Smirgelpuben wurden Karbonate, Rutil, Biotit, Chlorit, Turmalin, Apatit und Spinell als akzessorische Minerale beobachtet.

Karbonat-haltige Smirgel treten hauptsächlich am Rande der Smirgellagerstätten auf. In ihnen bestehen die Karbonate vorwiegend aus xenomorphem bis hypidiomorphem Calcit und seltener aus Dolomit. Die entweder fein, mittel oder grobkörnig ausgebildeten Calcite füllen meist die Zwischenräume zwischen Korund und Chloritoid. Die Kristalle zeigen oft Zwillingsla-

mellen und Einschlüsse von Korund und Erz. Am Rande der Smirgellagerstätten tritt auf den Klüften dunkelbrauner, gut kristallisierter Siderit auf.

Die Biotite sind teilweise chloritisiert und zu Oxybiotit aufoxidiert. Sie treten gehäuft in erzreichen Partien auf. In manchen Proben kommen stark pleochroitische, tafelig bis schuppige Chlorite mit normalen Interferenzfarben vor. Ein seltener vorkommendes Mineral in den Smirgeln ist grüner, zonar gebauter Turmalin. Dies steht im Gegensatz zur Beobachtung von ÖNAY (1949), wonach Turmalin in den anatolischen Smirgeln völlig fehlen soll. In den kristallinen Schieferen der Schieferzone wurde Disthen, Epidot/Klinozoisit, Hellglimmer, Korund, Chlorit, Calcit, Dolomit, Turmalin, Rutil, Erz (meist Hämatit), Apatit, Zirkon und Biotit beobachtet.

Von besonderem Interesse sind die Disthene und die Glieder der Epidot/Klinozoisit-Reihe, die in den Smirgeln selbst fehlen. In den Gesteinen der Schieferzone tritt Disthen in Form von bis zu 5 mm großen xenomorphen bis hypidiomorphen Blasten auf. Diese sind meist unregelmäßig verteilt, aber zum Teil auch in s eingeregelt. Neben Hellglimmer-Einschlüssen sind vor allem die Kerne von feinkörnigen Erzen durchstäubt und getrübt (Abb. 58).

Auch Epidot/Klinozoisite kommen als idiomorphe, hypidiomorphe oder xenomorphe Porphyroblasten mit Einschlüssen von Erz, Rutil, Turmalin, Apatit, Zirkon und Hellglimmern vor. Zonarbau, Zwillingsbildung und durch Erz getrühte Kerne sind gewöhnlich. Vom Rande her und auf Sprüngen sind die Epidot/Klinozoisite oft chloritisiert.

Högbomit: Högbomit ist eines der häufigsten akzessorischen Minerale der Smirgel. Er tritt vorwiegend hypidiomorph und xenomorph, gelegentlich aber auch in idiomorphen, rautenförmigen Querschnitten mit gut erkennbarer Spaltbarkeit auf. Stellenweise, vor allem in erzreichen Partien, kommt es zu größeren Anreicherungen des Högbomits. Zuweilen wurde eine eigentüm-

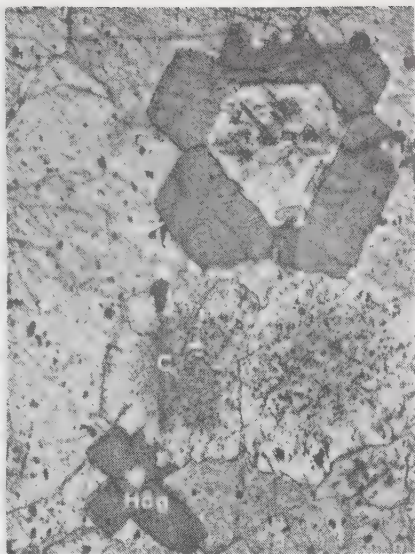
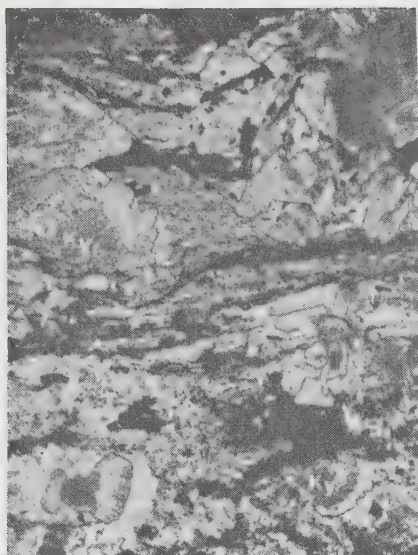


Abb. 58: Disthen-Porphyroblasten mit durchstäubten Kernen und klaren Aufwachsungen im Disthen-Glimmerschiefer. Zimpara nördlich von Ismaildağ; Probe 206; Vergr. 16x //Pol.

Abb. 59: Orientiert verwachsene Högbomite. Nähere Erläuterungen siehe (rechts) Text. Bei Karahöyük T.; Probe 1.27; Vergr. 70x, //N.

liche Verwachsung von mehreren Högbomit-Individuen beobachtet: Um einen, je nach Schnittlage 4- oder 6-seitigen Kern von Hellglimmern, Calcit und Chloritiod sind 4 bzw. 6 Högbomite so orientiert aufwachsen, daß jeweils gegenüberliegende Kristalle gleichzeitig Auslöschten (Abb. 59). Inwieweit es sich hier um pseudomorphisierte Kerne von ehemaligen Korund-Prismen mit orientiert aufgewachsenem Högbomit sowohl auf der Basis als auch auf den Prismenflächen handelt, kann bisher nicht entschieden werden.

VIII. GEOCHEMIE DER METAMORPHITE

VIII.1 Einleitung

Die Metamorphite des Menderes-Massivs sind weitgehend petrographisch beschrieben (siehe Kap. VI). Über ihre geochemischen Eigenschaften, insbesondere über die Verteilungsgesetzmäßigkeiten der Spurenelemente, war bisher nichts bekannt.

Von einem Teil der Proben wurden geochemische Analysen der Haupt- und Neben-Elemente mit der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) und naßchemisch angefertigt (vorwiegend Atomabsorptionsspektralphotometrie), wobei die Spurenelemente Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr und Y ausschließlich mit der RFA gemessen wurden. Die Karte im Anhang zeigt die Lage der Lokalitäten der Gesteine, von denen Haupt- und Spurenelementanalysen vorliegen. In den binären Variationsdiagrammen sind die Standard-Werte für bestimmte Gesteinstypen, die aus CLARKE (1924); GOLDSCHMIDT (1933); MINAMI (1935); SHAW (1956); NOCKOLDS (1954); TUREKIAN und WEDEPOHL (1961); PETTIJOHN (1963); ENGEL, ENGEL und HARVENS (1965), WEDEPOHL (1970) und TUREKIAN (1971) entnommen wurden, mit eingetragen. Außerdem wurden zum Vergleich zusätzlich Gesteinsanalysen weiterer Autoren mit in die Diagramme aufgenommen (ÖNAY, 1949; SCHROLL und SAUER, 1964; WIPPERN 1964b; GROHMANN, 1965; GRACIANSKY, 1965; STOCFORD, 1969; BASARIR, 1969; SCHUILING, 1962; TENIAKOV, 1969; KHAFFAGY, 1971; KREUSEN, 1972; JENSEN und SCHELLMANN, 1974 und PROSSER, 1975.

VIII.1.1 Erläuterung der Tabellen und Diagramme

Die Bezeichnung der Analysen bezieht sich in allen Fällen auf die Probennummer. In den Tabellen wurden die Werte für die Hauptelemente SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O und CO_2 in Gew.% und für die Spurenelemente Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr und Y in ppm aufgeführt.

Für die Mehrzahl der analysierten Gesteine wurde der normative Mineralbestand nach der CIPW-Norm berechnet; zusätzlich wurden

für die Metagranite die Niggli-Werte angegeben. Ein Vergleich der naßchemisch gewonnenen Daten mit denen der RFA ist aus den Tab. A1-A13 (im Anhang) ersichtlich. Hier sind Gesteine aufgeführt, deren Zusammensetzung mit beiden Methoden bestimmt wurde, wobei die mit der RFA bzw. naßchemisch nicht analysierten Komponenten (gekennzeichnet durch einen freigelassenen Raum in der Tabelle) für die Summenberechnung der jeweils anderen Analysenmethoden entnommen sind. Für Elementkonzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze der Methode steht das Symbol - -.

Wie aus den Tabellen zu ersehen ist, stimmen die TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 -, CaO -, MgO - und MnO -Werte der naßchemischen Bestimmungen mit den Werten der RFA gut überein. Lediglich bei den Werten von Al_2O_3 , Na_2O und K_2O gibt es eine bislang nicht erklärbare Differenz zwischen den RFA- und den naßchemisch ermittelten Daten mit deutlich höheren RFA-Werten.

Zeichenerklärung zu den Abbildungen:

	Abb.: 60	61	63/65/66
Augengneis	▲	▲	▲ ▲
stark geschieferter Augengneis	■	■	■ ■
Metagranit	△	△	△ △
feinkörniger Bi-Ms-Plg-Gneis	⊙	⊙	⊙ ⊙
Chl-Bi-Ms-Gneis	○	○	○ ○
Ms-Bi-Gt-Gneis und Gt-Bi-Ms-Schiefer	□	□	□ □
Amphibolit	◇	●	◇
Gesteine der Schieferhülle mit Ausnahme der Kalksilikatschiefer mit Serpentin	×	⊗	
Kalksilikatschiefer, Kalkschiefer und Serpentin	●		
Smirgel		◊	△

Symbole für die gemittelten Gesteinsanalysen in Abb. 60-63, 65-66

- ⊕ G(TW) Granit, (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) und (TUREKIAN, 1971)
- ⊕ Sst(TW) Sandstein (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961)
- ⊕ T (W) Tonschiefer (WEDEPOHL, 1970)

⊕ T (C,S)	Tonschiefer (CLARKE, 1924; GOLDSCHMIDT, 1933; MINAMI 1935; SHAW, 1956)
⊕ Sh(C)	Schiefer (CLARKE, 1924)
⊕ Gr(W)	Grauwacke (WEDEPOHL, 1958)
⊕ AG(N)	Alkaligranit (NOCKOLDS, 1954)
⊕ D(N)	Dacit (NOCKOLDS, 1954)
⊕ Gr(P)	Grauwacke (PETTIJOHN, 1963)
⊕ B(TW)	Basalt (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961)
⊕ Th(EE)	Tholeiite (ENGEL/ENGEL/HARVENS, 1965)
⊕ UB(TW)	Ultrabasite (TUREKIAN & WEDEPOHL aus SCHROLL 1975, p. 268)
⊕ BX-N	Bauxit-Standard ARNT
⊕ MG(G)	Mauthausener Granit (GROHMANN, 1965)
⊕	Karbonatsedimente (WEDEPOHL, 1970)

5,41	Paragneis	}	GROHMANN (1965)
65	Granit		
66	Granitgneis		
71	Schiefergneis		
81	Augengneis		
280	Chl-Tr-Fels, KEUSEN (1972)		
Pr	Amphibolit, PROSSER (1975)		
I	= Augengneis, SCHUILING (1962)		
II	= Augengneis, GRACIANSKY (1965)		
III	= Augengneis, SCOTFORD (1969)		
IV	= Augengneis, BASARIR (1970)		

VIII.2 Geochemie der Metamorphite mit Ausnahme der Smirgel

VIII.2.1 Hauptelemente

Das untersuchte Gebiet umfaßt eine Vielzahl chemisch völlig unterschiedlicher Gesteine, wie z.B. Quarzite, Metagranite, Amphibolite und Marmore, sodaß eine einheitliche Diskussion der Ergebnisse nicht durchführbar ist. Es werden daher die wichtigsten Hauptelemente kurz diskutiert und Besonderheiten angeführt. Details sind aus den jeweiligen Tabellen zu entnehmen.

Der SiO₂-Gehalt erreicht in den Quarziten der Schieferhülle

mit 83-95% und in den Chl-Bi-Ms-Gneisen des Kernkristallins mit 75-86% die höchsten Werte. Weiterhin stellen die Augengneise und Metagranite mit 70-78% SiO_2 saure granotoide Gesteine dar. Die Gesteine der Schieferhülle sind, mit Ausnahme der erwähnten Quarzite, durchweg SiO_2 -ärmer. Die niedrigsten Werte zeigen die Gesteine im Hangenden der Schieferhülle mit ca. 26% SiO_2 in den Kalksilikatschiefern mit Serpentiniten und sehr geringen SiO_2 -Konzentrationen in den Marmoren und Kalkschiefern.

Die Al_2O_3 -Gehalte der Gesteine des Kernkristallins liegen, mit Ausnahme der Al_2O_3 -reichen Disthen-Glimmergneise mit 22,6 %, alle sehr nahe um einen Mittelwert von ca. 14% Al_2O_3 . In den Gesteinen der Schieferhülle sind die Al_2O_3 -Gehalte dagegen je nach Typ der Gesteine starken Schwankungen unterworfen. Besonders die pelitischen Gesteine zeichnen sich durch Al_2O_3 -Konzentrationen über 20% aus, während die Kalkschiefer, Quarzite, Graphit-quarzite und Marmore sehr niedrige Al_2O_3 -Gehalte haben.

Der CaO-Gehalt liegt in der Regel sowohl bei den Gesteinen des Kernkristallins als auch bei den normalen Gesteinen der Schieferhülle unter 1%. Ausnahmen hiervon machen selbstverständlich die Kalkschiefer, Kalksilikatschiefer und Marmore, aber auch die Titanit-Biotit-Schiefer, die aufgrund ihres Titanit-Gehaltes erhöhte Ca-Konzentrationen aufweisen, und die Amphibolite mit 6,5 % CaO.

Im Na_2O -Gehalt unterscheiden sich die Na-reichen (Mittelwert ca. 3% Na_2O) Gesteine des Kernkristallins deutlich von den Na-armen (Mittelwert ca. 0,8 % Na_2O) Gesteinen der Schieferhülle. Lediglich einige Gesteine der Schieferserie des Kernkristallins, wie z.B. die Disthen-Glimmergneise oder die Titanit-Biotit-Schiefer sind Na-arm.

Die TiO_2 -Konzentrationen in den Gesteinen liegen, mit Ausnahme der Titanit-Biotit-Schiefer mit 5,5% TiO_2 , bei durchweg normalen Werten unterhalb 1% TiO_2 . Die Augengneise haben im Durchschnitt 0.21 % TiO_2 und sind damit dem Mittelwert für graniti-

Verteilung der Gesteine in etwa widerspiegelt. Die Alkali-reichen, sauren Augengneise und Metagranite sind deutlich von den etwas K_2O+Na_2O - und SiO_2 -ärmeren Gesteinen der Schieferer series des Kernkristallins, und diese wiederum von den Gesteinen der Schieferhülle, abgegrenzt.

Nach KHAFFAGY (1971) bietet das Ca/Ti-Korrelationsdiagramm die Möglichkeit, zwischen Ortho- und Paragesteinen zu unterscheiden. Allerdings gibt er in seiner Arbeit über die Gneise des nieder-österreichischen Waldviertels Bereiche für Ortho- und Paragneise an, die sich deutlich überlappen und somit in den meisten Fällen keine eindeutige Aussage zulassen.

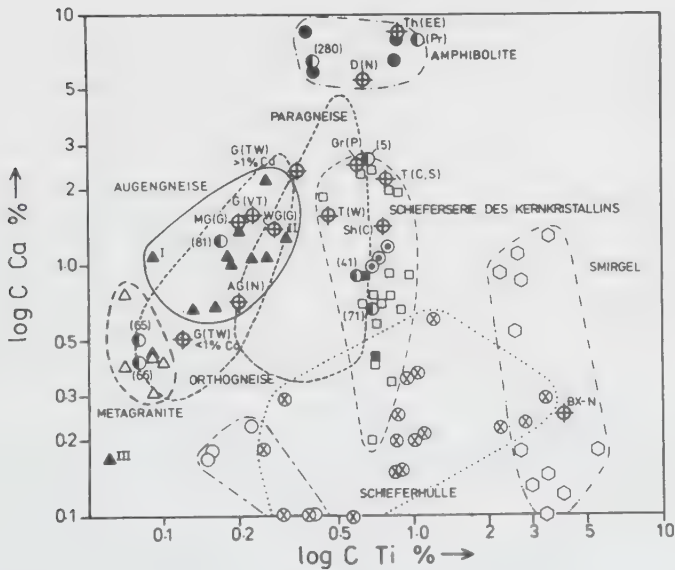


Abb. 61: Ca/Ti-Korrelationsdiagramm (Beschreibung der Symbole siehe VII.1.1; fett gestrichelter Bereich: Ortho- bzw. Paragneise nach KHAFFAGY, 1971). Nähere Erläuterung im Text.

Abb. 61 zeigt die Analysen dieser Arbeit neben verschiedenen Analysen aus der Literatur in einem solchen Korrelationsdiagramm, wobei einzelne Gesteinsgruppen durch verschieden ausgezogene Umrahmungen zusammengefaßt sind (Beschreibung der Symbole siehe VIII.1.1). Zusätzlich wurden die von KHAFFAGY für das Waldviertel vorgeschlagenen Grenzen für Ortho- und Paragesteine fett gestrichelt eingetragen. Bei dieser Darstellung sind die eindeutigen Paragesteine der Schieferhülle deutlich von den ihrerseits voneinander getrennten Metagraniten und Augengneisen des Kernkristallins abgegrenzt. Auch die Schieferserie des Kernkristallins unterscheidet sich ganz eindeutig von den Augengneisen und Metagraniten, die in etwa in den Bereich der Orthogesteine nach KHAFFAGY fallen.

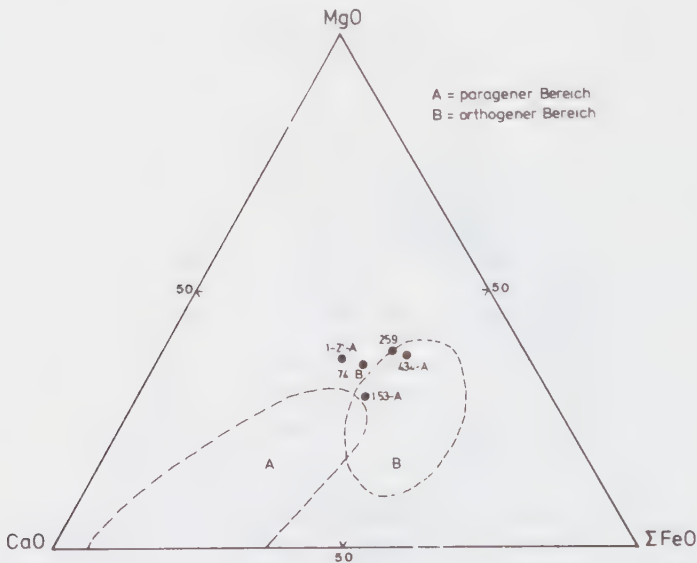


Abb.62: Amphibolite des Menderes-Massivs im MgO- FeO-CaO-Diagramm. Nähere Erläuterung siehe Text.

WALKER et al. (1960) stellen Ortho- und Paraamphibolite in einem Diagramm MgO-FeO-CaO dar, wobei sich klar abgegrenzte Gebiete für die genetisch verschiedenen Gruppen ergeben (Abb. 62, gestrichelt umrandete Gebiete). Die Amphibolit-Analysen des Menderes-Massivs in diesem Diagramm zeigen eine Verteilung innerhalb oder am Rande des Bereichs für Ortho-amphibole, während keine der Analysen dem Feld der Para-amphibolite angehört.

VIII.2.2 Spurenelemente

Es wurden die Spurenelemente Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr und Y gemessen, da frühere Arbeiten von z.B. SCHROLL (1966), KHAFFAGY (1971) und GROHMANN (1965) gezeigt haben, daß durch die absoluten Gehalte einiger dieser Spurenelemente, vor allem aber durch ihre binären Korrelationsdiagramme, petrogenetische Aussagen getroffen werden können. Besonders die Frage, ob es sich bei den Ausgangsgesteinen der Metamorphite um Ortho- oder Paragesteine handelt, kann durch Spurenelementkorrelationen oft geklärt werden.

In den Proben des Menderes-Massivs verhalten sich die Elemente Co, Ni, Cu, und Zn normal und lassen keine eindeutigen petrogenetischen Aussagen zu. Die Elemente Chrom, Rubidium und Strontium dagegen zeigen deutlich Unterschiede zwischen den als Ortho- bzw. Paragesteinen gedeuteten Serien, oder ihre Konzentration weicht stark von der normalen ab.

Von den zahlreichen untersuchten Elementkorrelationen ergaben lediglich die Diagramme Rb/K und Rb/Y Ansätze für eine petrogenetische Deutung.

Chrom: Der durchschnittliche Anteil von über 50 ppm macht Chrom zu einem wichtigen Spurenelement in den untersuchten Gesteinen. Nach KERN (1968) und WASKIWIAK und RÖSLER (1970) wird Chrom bevorzugt in Biotit, Fuchsit, Pyroxen, Amphibol, Chlorit und Serpentin eingebaut, während Plagioklas nur geringe Mengen von Cr enthalten kann. Als weitere Träger des Chroms kommen Akzessorien wie Chromspinell, Chrom-haltiger Magnetit, Rutil und Ilmenit in Frage.

Tab.15: Gemittelte Chrom-Gehalte der untersuchten Gesteine

Gesteinstypen	Anzahl der Analysen	Cr in ppm		Durchschnitts-chromgehalte
		min	max	
Augengneis, Metagranit	13	37	51	40
Stark geschieferter Augen-gneis	2	50	55	53
Feinkörniger Bi-Ms-Plg-Gneis	4	60	83	68
Chl-Bi-Ms-Gneis	3	26	35	30
Ms-Bi-Gt-Gneis und Gt-Bi-Ms-Schiefer	15	51	79	65
Amphibolit	5	149	263	204
Gesteine der Schieferhülle mit Ausnahme der Kalksilikat-schiefer und Serpentine	17	47	169	78
Kalksilikatschiefer	5	58	151	73
Serpentin	1			882

In Tab. 15 sind die Augengneise und Metagranite durch ihren niedrigen Cr-Gehalt deutlich von den anderen Gesteinen unterschieden. Eine Ausnahme mit niedrigen Cr-Konzentrationen bei den anderen Gesteinen bilden lediglich die Chl-Bi-Ms-Gneise, was auf deren wesentlich höheren Quarz- und Hellglimmer-Gehalt (bzw. Verarmung an potentiellen Cr-Trägern) zurückzuführen ist. Die Augengneise und Metagranite des Kernkristallins haben durchschnittlich 40 ppm Cr mit einer geringen Variationsbreite zwischen 37 und 51 ppm. Nach KERN (1968) haben saure Orthogesteine in der Regel geringe Cr-Gehalte (10 ppm und weniger), während Paragesteine etwa 100 ppm Cr enthalten. Die niedrigen Cr-Gehalte sind neben den in VIII.2.1 angeführten Ca/Ti Verhältnissen ein weiterer Hinweis, daß es sich bei den Augengneisen und Metagraniten im Gegensatz zu den anderen Serien des Kernkristallins um Orthogesteine handelt.

Die größte Cr-Anreicherung mit 204 ppm findet sich in den Amphiboliten. Nach FRÖHLICH (1960) sind Werte über 150 ppm wiederum typisch für Gesteine magmatogener Herkunft, während

Para-Amphibolite weniger als 20 ppm Cr enthalten. Dies spricht, neben dem geologischen Befund des Auftretens der Amphibolite in linsenartigen Körpern, dafür, daß es sich um Ortho-Amphibolite handelt.

Rubidium: Bei den Rubidium-Konzentrationen ist wiederum ein deutlicher Unterschied zwischen den Mittelwerten der Metagranit- und Augengneis-Analysen mit 360 bzw. 175 einerseits und deutlich niedrigeren Mittelwerten bei den Gesteinen der Schieferhülle andererseits festzustellen. Weiterhin gehören die feinkörnigen Bi-Ms-Plg-Gneise, die stark geschieferten Augengneise und die Chl-Bi-Ms-Gneise des Kernkristallins mit im Mittel 130 ppm Rb zu der Rb-armen Gruppe (Tab. 16). Nach Untersuchungen von GROHMANN (1965) an österreichischen Graniten mit 210 ppm Rb, und von TUREKIAN und WEDEPOHL (1961) an Graniten mit einem Ca-Gehalt < 1 % und 190 ppm Rb sind höhere Rb-Konzentrationen typisch für granitoid Orthogesteine. Dies ist wiederum ein Hinweis darauf, daß die Augengneise und Metagranite Orthogesteine sind.

Tab.16 : Gemittelte Rubidium-Gehalte der untersuchten Gesteine

Gesteinstypen	Anzahl der Analysen	Rb in ppm		Durchschnittsrubidiumgehalte
		min.	max.	
Augengneis	7	117	219	175
Stark geschieferter Augengneis	2	87	146	116
Metagranit	6	281	438	359
Feinkörniger Bi-Ms-Plg-Gneis	4	111	181	144
Chl-Bi-Ms-Gneis	3	57	149	118
Ms-Bi-Gt-Gneis und Gt-Bi-Ms-Schiefer	15	25	158	102
Amphibolit	5	1	11	4
Gesteine der Schieferhülle mit Ausnahme der Kalksilikatschiefer	17	6	479	115
Kalksilikatschiefer	6	1	15	3

Strontium: Ein bisher nicht befriedigend deutbares Verhalten wurde für das Strontium in den untersuchten Gesteinen gefun-

den. Nach TUREKIAN und WEDEPOHL (1961) sollten Ca-arme Granite 100 ppm Sr, nach TAYLOR (1964) 285 ppm Sr und nach GROHMANN (1965) sogar 300 ppm Sr enthalten. Die Metagranite und Augengneise des Menderes-Massivs dagegen enthalten nur 23 bzw. 83 ppm im Mittel (Tab. 17). Vor allem der sehr niedrige Wert in den Metagraniten ist wohl auf den nur geringen Gehalt an Dunkelglimmern als potentielle Träger des Strontiums zurückzuführen.

Die Kalkschiefer und Marmore sind mit 1740 ppm sehr reich an Strontium. Solch hohe Werte sind nach TUREKIAN und WEDEPOHL (1961) typisch für karbonatische Tiefseesedimente.

Tab.17 : Gemittelte Strontium-Gehalte der untersuchten Gesteine

Gesteinstypen	Anzahl der Analysen	Sr in ppm		Durchschnitts-strontium-gehalte
		min	max	
Augengneis	7	37	134	83
Stark geschieferter Augengneis	2	59	96	77
Metagranit	6	12	47	23
Feinkörniger Bi-Ms-Plg-Gneis	4	139	337	206
Chl-Bi-Ms-Gneis	3	28	47	37
Ms-Bi-Gt-Gneis und Gt-Bi-Ms-Schiefer	15	34	200	99
Amphibolit	5	13	251	105
Gesteine der Schieferhülle mit Ausnahme der Kalksilikatschiefer, Serpentine, Kalkschiefer und Marmore	14	18	472	142
Kalksilikatschiefer	6	67	428	234
Serpentin	1			104
Kalkschiefer und Marmore	3	1175	2115	1 741

Im Korrelationsdiagramm K/Rb (Abb. 63) zeigen die Proben des Kernkristallins insgesamt eine deutliche positive Korrelation.

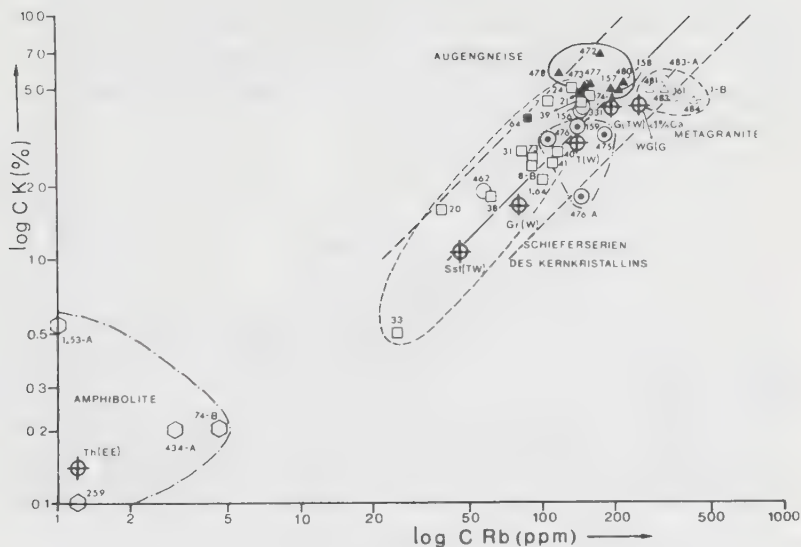


Abb. 63: K/Rb - Korrelationsdiagramm der Gesteine des Kernkristallins des Menderes-Massivs. Nähere Erläuterung siehe Text.

Die K/Rb-Verhältnisse liegen mit Ausnahme der Amphibolite innerhalb der gestrichelt eingetragenen Grenzen für normale Werte nach TAYLOR et al. (1956). Wie bereits KHAFFAGY (1971) für seine Analysen feststellte, konnte auch hier keine gute Trennung zwischen Ortho- und Paragesteinen erreicht werden. Die als Paragesteine interpretierten Schiefererien des Kernkristallins berühren in ihrem K- und Rb-reichen Bereich den Bereich der Augengneise. Allerdings wird bei dieser Art der Darstellung eine gute Trennung zwischen den Augengneisen und den Metagraniten, die auf verschiedene K/Rb-Verhältnisse zurückzuführen ist, sichtbar.

Abb. 64 zeigt die Verteilung der K/Rb-Verhältnisse in einem

N-S-Profil vom Kernkristallin bei Kurukemer mah. bis in die Schieferhülle nach Kafacakaplancik mah. Die Verhältnisse nehmen von Werten zwischen 300 und 400 im Norden mit einer Ausnahme (Probe 478) stetig zur Grenze der Schieferhülle auf ca. 100 ab, um in der Schieferhülle selbst stetig und steil bis auf nahezu 600 anzusteigen.

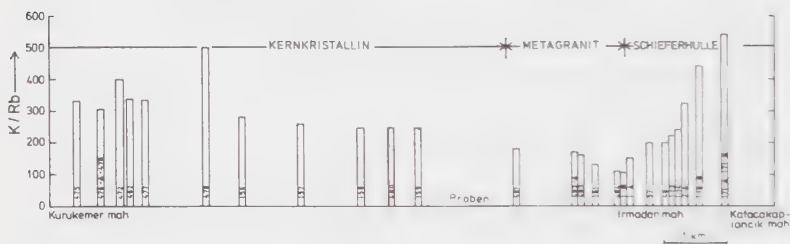


Abb. 64: Verteilung der K/Rb-Verhältnisse zwischen Kernkristallin und Schieferhülle des Menderes-Massivs.

Dies steht klar im Gegensatz zu Untersuchungen von HEIER und TAYLOR (1959), die an einem Granitpluton in Südnorwegen eine Anreicherung des Rb zum Zentrum des Plutons und damit eine Abnahme des K/Rb-Verhältnisses beobachten. HEIER und TAYLOR führten diese Anreicherung des Rb auf eine Differentiation zurück. Die zum Zentrum des Menderes-Massivs leicht ansteigenden K/Rb-Verhältnisse innerhalb der Augengneise des Kernkristallins können z.Zt. nicht befriedigend erklärt werden.

Von der Vielzahl der anderen untersuchten Spurenelementkorrelationen ergab lediglich die Korrelation Rb/Y in den Gesteinen des Kernkristallins ein klares Bild (Abb. 65). Neben der auch in nahezu allen anderen Diagrammen deutlichen Aufspaltung zwischen Metagraniten und Augengneisen ergibt sich hier außerdem eine positive Korrelation der Elemente Rb und Y. Bedauerlicherweise überlappen sich auch in dieser Darstellung die

Werte der Augengneise mit denen der eindeutigen Paragesteine der Schieferserien des Kernkristallins.

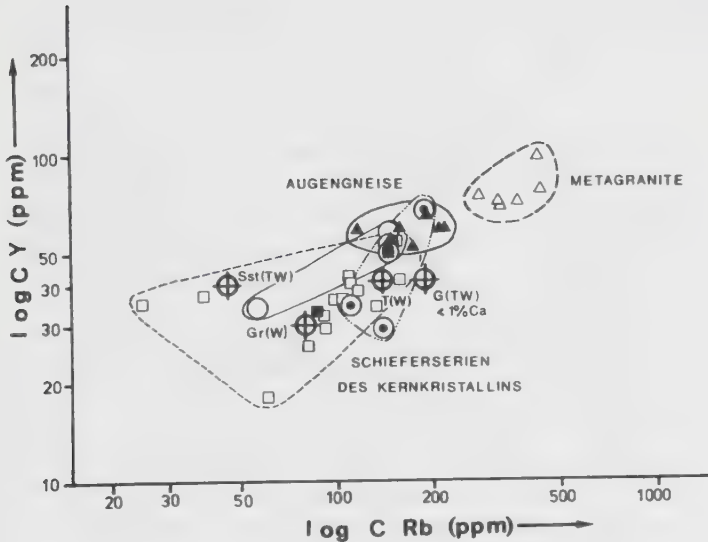


Abb. 65: Y/Rb-Korrelationsdiagramm der Gesteine des Kernkristallins. Nähere Erläuterung siehe Text.

VIII.3 Geochemie der Smirgel

Die von den normalen Gesteinen stark abweichende chemische Zusammensetzung der Smirgel ließ eine gesonderte Abhandlung der Daten zweckmäßig erscheinen.

Die Smirgel, als SiO_2 -untersättigte Korund-Gesteine, weisen als Hauptkomponenten Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, SiO_2 und TiO_2 auf (Tab. A13). Diese 4 Komponente machen bereits einen Anteil von über 98% bei allen untersuchten Smirgeln des Menderes Massivs aus. Der Al_2O_3 -Gehalt variiert in Abhängigkeit vom Korund- und Diaspor-Gehalt zwischen 45 und 62% mit einem Mittelwert von 55%. Das Gesamteisen ist im wesentlichen

an die opaken Erze Magnetit, Ilmenit und Hämatit gebunden und erreicht einen Mittelwert von 26% $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. Das SiO_2 , das den Chloritoiden und den Hellglimmern (Margarit, Muscovit) zuzurechnen ist, schwankt zwischen 5% und 31%. Das aus dem Ilmenit und Rutil stammende TiO_2 macht zwischen 2% und 5% der Smirgel aus.

Wie bereits in VII.1 ausgeführt, handelt es sich bei den Smirgeln des Menderes-Massivs um Metabauxite. Ein wesentliches Problem der Bauxite ist die Frage nach dem Ausgangsmaterial und vor allem nach dem Ablagerungsmechanismus. Man unterscheidet zwischen den in situ entstandenen Lateritbauxiten und den transportierten und in Taschen abgelagerten Karstbauxiten. Nach SCHROLL und SAUER (1964, 1968) lassen sich diese Fragen durch Spurenelementuntersuchungen oft befriedigend klären. Bei einem Auftragen des Nickel-Gehaltes gegen den Chrom-Gehalt (Abb. 66) wird eine Aufspaltung zwischen Lateritbauxiten und Karstbauxiten deutlich. Die Spurenelementpaare der Karstbauxite liegen in allen Fällen auf der "Entwicklungslinie der Ton- und Karbonatsedimente" nach SCHROLL und SAUER. Diese Entwicklungslinie ist in Abb. 66 als durchgezogene Linie eingetragen. Die Lateritbauxite sind im Vergleich zu den Karstbauxiten zur Nickel-ärmeren und Chrom-reicheren Seite verschoben. Das Feld der Smirgel des Menderes-Massivs liegt eindeutig auf dieser Entwicklungslinie und schließt direkt an die Felder der mediterranen Karstbauxite an. Dies beweist eindeutig, daß es sich bei diesen Smirgeln um Meta-Karstbauxite handelt.

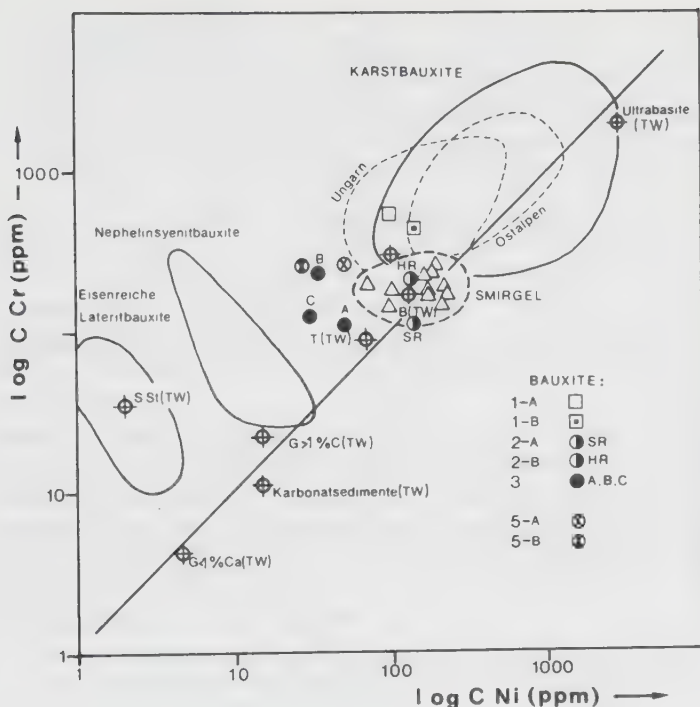


Abb. 66 : Cr/Ni-Korrelationsdiagramm für Smirgel des Menderes-Massivs. Nähere Erläuterung siehe Text.

Bauxite aus :

- 1-A = Ariège, Südfrankreich (CAILLERE et al., 1976)
- 1-B = Var, Südfrankreich (CAILLERE et al., 1976)
- 2-A = Sohodol, Rumänien (PAPIU & UDRESCU, 1973)
- 2-B = Hetag, Rumänien (PAPIU & UDRESCU, 1973)
- 3 = Weipa, Australien (JEPSEN & SCHELLMANN, 1974)
- 5-A = Sematan Hill, Malaysia (WOLFENDEN, 1965)
- 5-B = Sematan Swamp, Malaysia (WOLFENDEN, 1965)

Weiterhin führt SCHROLL (1976) eine Anreicherung vor allem an den Spurenelementen Cr, Ni, Co und Y als Kriterium für Karstbauxite an. Eine Anreicherung dieser Elemente in den hier untersuchten Smirgeln ist signifikant. Vor allem die Y-Gehalte von bis zu 319 ppm bei einem Mittelwert von 133 ppm

zeigen diese Anreicherung im Vergleich zu den Metamorphiten sehr deutlich. Nach SCHROLL (1976) enthalten Karstbauxite im Mittel 126 ppm Y und Lateritbauxite nur 20 ppm. Grundsätzlich stehen zwei verschiedene Mechanismen zur Bildung von Karstbauxiten zur Diskussion (SCHROLL, 1976):

1. Die Entstehung aus Effusiva oder Tuffen.
2. Die Entstehung aus Tonschiefer und Mergeln, die in Karbonatgesteinsserien eingelagert sind, bzw. der Tongehalt der Karbonatgesteine selbst.

WIPPERN (1965) hält aufgrund der Vorkommen Diabas-ähnlicher Gesteine in den Smirgeln bei Muğla die Entstehung aus Effusiva und Tuffen für gesichert. Für das hier untersuchte Gebiet kann mit den vorliegenden Daten allein dieses Problem nicht eindeutig geklärt werden.

VIII.4 Diskussion der Ergebnisse der chemischen Untersuchungen

Die chemischen Untersuchungen führten unter Berücksichtigung der geologischen Befunde zu folgenden Ergebnissen.

1. Die Augengneise und Metagranite haben, trotz niedriger K_2O - und etwas überhöhter SiO_2 -Konzentrationen bei einigen Metagraniten, Haupt- und Spurenelement-Gehalte wie sie für Granite und granitoide Gesteine typisch sind. Vor allem die Cr-Gehalte und Ca/Ti-Verhältnisse weisen darauf hin, daß es sich um Orthogesteine handelt. Dies steht im Einklang mit den geologischen Befunden, da eine Entstehung solch ausgedehnter, eintöniger Komplexe, wie das Gebiet der Augengneise und Metagranite im Kernkristallin des Menderes-Massivs, aus Arkosen und Grauwacken nicht plausibel erscheint.
2. Die Schieferserie des Kernkristallins ist durch hohe

Al_2O_3 -Gehalte, niedrige CaO -Gehalte und hohe K_2O -Gehalte bei $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnissen > 1 gekennzeichnet. Dies ist typisch für Pelite und Metapelite und weist, neben dem geologischen Auftreten in Linsen und am Rande der Metagranite und Augen-
neise auf sedimentäre Ausgangsgesteine hin.

3. Die hohen SiO_2 -Gehalte, die mittleren Al_2O_3 -Gehalte, die niedrigen CaO -Gehalte und $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse < 1 der meisten Gesteine der Schieferhülle sind typisch für psammitische Sedimente. Die Gefüge der Gesteine und vor allem das Auftreten von Quarzit- und Marmor-Horizonten beweist eindeutig, daß es sich bei den Gesteinen der Schieferhülle um Paragesteine handelt.
4. Die Amphibolite bilden im Gelände lokal begrenzte, geringmächtige, linsenartige Körper mit wechselnder chemischer Zusammensetzung. Die Haupt- und Spurenelement-Konzentrationen (hier besonders Cr und Zn) stimmen mit den Konzentrationen in Basalten und Orthoamphiboliten (SMITH, 1964; NOCKOLDS, 1954 und TUREKIAN, 1961) überein.

Weiterhin sprechen die CaO - FeO - MgO -Verhältnisse dafür, daß es sich um Orthoamphibolite handelt, die wohl aus Basalten und Basalttuffen in einer vulkano-sedimentären Abfolge entstanden.

5. Die geochemischen Daten beweisen, daß es sich bei den Smirgeln um metamorphe Karstbauxite handelt. Dies bestätigt auch das Vorkommen dieser Smirgel in Linsen und taschenförmigen Körpern innerhalb der Marmore.

IX METAMORPHOSE AM SÜDOSTRAND DES MENDERES-MASSIVS

IX.1 Erdgeschichtliche Entwicklung

Die erdgeschichtliche Entwicklung im untersuchten Teilgebiet des Menderes-Massivs wird aus den geologischen Lagerungsverhältnissen unter Zuhilfenahme der absoluten Altersbestimmungen (aus BRINKMANN, 1975) abgeleitet.

Die geologischen Lagerungsverhältnisse wurden bereits in früheren Kapiteln der Arbeit als Verband von einem "Kernkristallin" und einer jüngeren "Schieferhülle" charakterisiert. Dieses Kernkristallin ist im wesentlichen ein alter Intrusivverband zwischen einem alten Granit (jetzt Augengneis) und seinen Rahmengesteinen (Schieferserie des Kernkristallins). Zu diesem Kernkristallin gehört auch der Metagranit, der in kleinen, randlich verschieferten Körpern in dem Randbereich der Augengneise, in der Schieferserie des Kernkristallins und sogar in der Schieferhülle auftritt. Er ist jünger als der Augengneis, aber älter als die Schieferhülle. Ein Geröll dieses Metagranits wurde in den Schiefen aufgefunden (siehe Kapitel V.2).

Es gibt keine Fossilfunde, die das Alter der Schieferserie des Kernkristallins belegen könnten. Dagegen liegen absolute Altersbestimmungen am Augengneis aus dem nördlichen, benachbarten Cine-Massiv (etwa 15 km NW des Arbeitsgebietes) nach der Rb/Sr-Methode vor, die 490 ± 90 M.y. ergeben haben (aus BRINKMANN, 1975). SCHUILING (1973 p.44) teilte auch Alter am Augengneis ohne nähere Angaben der Herkunft der Proben von 529 M.y. mit. Dieses kambro-ordovizische Alter datiert entweder die Intrusion des alten Granits oder seine Vergneisung.

Anschließend wurde der Gesteinsverband herausgehoben und erodiert. Darüber lagerten sich diskordant die Sedimente des späteren unteren Teils der Schieferhülle (Tone, Sandsteine, Kalke, Mergel und Tuff(it)e ab. Deren Sedimentation

endet mit einer zweiten Diskordanz von post-variszischem, aber prä-alpidischem Alter. Ungewiß ist, ob dieser Teil der Schieferhülle zugleich mit der Faltung (schwach) metamorphisiert wurde.

Die jüngere Diskordanz wird überlagert von einer Kalkserie mit Einschaltungen von Bauxit-Taschen oder -Linsen. Durch regionalen Vergleich mit Rudisten in Kalken im Südosten des Menderes-Massivs kommt DÜRR (1975) zu einem oberkretazischen Alter für die Fossil-freien Kalkserien des hier bearbeiteten Gebiets.

Die Schieferhülle wurde zusammen mit ihrer Unterlage im Tertiär alpidisch metamorphisiert. Rb/Sr-Untersuchungen an Glimmern des Augengneises im Çine-Massiv ergaben 66 ± 4 M.y. für Muscovit und $22,5 \pm 1,3$ M.y. für Biotit (aus BRINKMANN, 1975).

Die zeitliche Stellung der retrograden Umwandlung von Granat in Chlorit und von Disthen in Hellglimmer, wie sie im Kernkristallin beobachtet wurde (vgl. VI.1), bleibt dabei offen. Sie kann (alt)paläozoisch oder alpidisch sein. Dagegen sind die retrograden Umwandlungen in der Schieferhülle (vgl. VI.2) (spät)alpidischen Alters.

IX.2 Karte der Verbreitung der Paragenesen

In der Abb. 67 sind die Vorkommen der Paragenesen

1 - Disthen-Chloritoid-Muscovit-Quarz-(Paragonit)

2 - Disthen-Phlogopit-Muscovit-Quarz

3 - Chloritoid-Chlorit-Muscovit-Quarz-Rutil-(Paragonit)

eingetragen (siehe IX.3). Zusätzlich wurden die Lokalitäten mit Disthen (●), Paragonit (▲), Granat (○) und Chloritoid (■) eingezeichnet. Die Lokalitäten der Paragenese Chl-Ms-Q sind nicht in die Karte in Abb.67 eingetragen, weil sie mit Ausnahme der Marmore praktisch im gesamten Arbeitsgebiet zu finden sind. Man sieht, daß Granat in der NW-Hälfte weit verbreitet ist. Disthen, Chloritoid und Paragonit dagegen

findet sich, außer in den Smirgeln, nur in Vorkommen in der Schieferhülle. Chloritoid+Disthen erscheint allein im NE der Karte (Metapelite des unteren Teils der Schieferhülle). Dagegen treten diese beiden Indexminerale getrennt in jeweils verschiedenen Gesteinen in den Smirgellagerstätten auf.

Beachtung verdienen auch die Anorthitgehalte der Plagioklase. Sie variieren in den Augengneisen zwischen 10 und 20 %; in den verschieferten Augengneisen sind sie kleiner als 18 % und in den Metasedimenten des unteren Teils der Schieferhülle schwanken sie zwischen 8 und 12 %. Auffällig ist die Zusammensetzung der Plagioklase in den Kalksilikatschiefern mit An_{00} .



Abb. 67 : Regionale Verbreitung von Disthen, Paragonit, Granat und Chloritoid. Die (Teil-) Paragenese Chlorit (Klinochlor und Rhipidolith)-Muscovit-Quarz ist praktisch im ganzen Kartengebiet zu finden, allerdings ist sie in den Augengneisen weniger häufig als in den Metasedimenten.

Die Verbreitung dieser Paragenesen und Minerale zeigt, daß die Metamorphose im Südostrand des Menderes-Massivs weitgehend niedergradig ist und nach NW zunimmt. Dabei ist klar, daß die Bildung von Indexmineralen bzw. Paragenesen nicht nur vom Metamorphosegrad sondern auch von der Gesteinszusammensetzung bestimmt ist.

Neben der Beobachtung von Paragenesen und Indexmineralen lassen sich auch Gefügebeobachtungen anführen, die auf Änderungen im Metamorphosegrad hinweisen. So herrschen in der SE-Ecke und in der Mitte des Arbeitsgebiets feinkörnige Phyllite und fein- bis mittelkörnige Glimmerschiefer mit lepidoblastischem Gefüge vor. Dagegen sind die grobkörnigen Augengneise auf den Nordwesten beschränkt.

IX.3 Abschätzung der Druck-Temperatur-Bedingungen der jüngsten Metamorphose

Zur Abschätzung der PT-Bedingungen wurden aus den beobachteten Mineralbeständen solche Indexminerale oder Mineralparagenesen herausgezogen, deren Stabilitätsbereiche bereits experimentell bestimmt sind.

Mineralparagenesen wurden abgeleitet, wenn:

- 1) Reaktionssäume zwischen den einzelnen Mineralen abwesend sind
- 2) die Korngrenzen zwischen den einzelnen Mineralen weitgehend glatt verlaufen
- 3) diese Mineralvergesellschaftungen nicht nur im Arbeitsgebiet, sondern auch von anderen Kristallingebieten bekannt sind (siehe WINKLER, 1974).

Die Durchmusterung der Mineralbestände nach diesen Gesichtspunkten ergab, daß folgende charakteristische Paragenesen am Südostrand des Menderes-Massivs vorkommen:

Disthen-Chloritoid-Muscovit-Quarz-(Paragonit)	Paragenese 1
Disthen-Phlogopit-Muscovit-Quarz	Paragenese 2

Chloritoid-Chlorit-Muscovit-Quarz-Rutil-(Paragonit)	Paragenese 3
Chlorit(Klinochlor, Rhipidolith)-Muscovit-Quarz	Paragenese 4

In den Metapeliten mit Paragenesen 1 und 3 wurde zusätzlich auch Paragonit gefunden (siehe VI.2.3). Da er nur diffraktometrisch nachzuweisen war, bleibt es unklar, mit welchen Mineralen er in Berührung steht.

Der Abschätzung der P,T-Bedingungen der Metamorphose im Südost-
rand des Menderes-Massivs liegen folgende Reaktionskurven
zugrunde :

1. Disthen-Andalusit, Disthen-Sillimanit und Andalusit-Sillimanit (RICHARDSON et al., 1969)- Kurven 1a, 1b, 1c.
2. Paragonit + Quarz = Albit + Al_2SiO_5 + H_2O (CHATTERJEE, 1972)-
Kurve 2.
3. Chloritoid + Al_2SiO_5 = Staurolith + Quarz + H_2O (RICHARDSON,
1968)- Kurve 3.
4. Muscovit + Mg-Chlorit + Quarz = Mg-Cordierit+Phlogopit+ H_2O
(SEIFERT, 1970) - Kurve 4a.
5. Muscovit + Chlorit = Phlogopit+Aluminiumsilikat+Quarz+ H_2O
(SEIFERT, 1970) - Kurve 4b.

Diese sind in Abb. 68 eingetragen. Aus diesem P,T-Diagramm
ergeben sich nun folgende Angaben :

Disthen ist im Arbeitsgebiet die einzige Al_2SiO_5 -Modifikation.
Damit liegen die Druckbedingungen der Metamorphose über etwa
3 kb. Außerdem liegen die Temperaturen, soweit Paragonit +
Quarz vorhanden sind, auf der Niedertemperaturseite der
Kurve 2, also unter maximal 630°C . Zu etwa der selben Tempe-
raturübergrenze führt die Paragenese Chlorit + Muscovit + Quarz
(Kurve 4a). Für Chlorite mit mittleren Mg/Fe-Verhältnissen, wie
sie im Arbeitsgebiet optisch bestimmt wurden (Klinochlor oder
Rhipidolith, siehe Kapitel VI), erniedrigt sich die Temperatur-
obergrenze der Reaktion 4. Für Gesteine mit der Paragenese
Chloritoid + Disthen ist die Temperaturübergrenze durch die
Kurve 3 bestimmt.

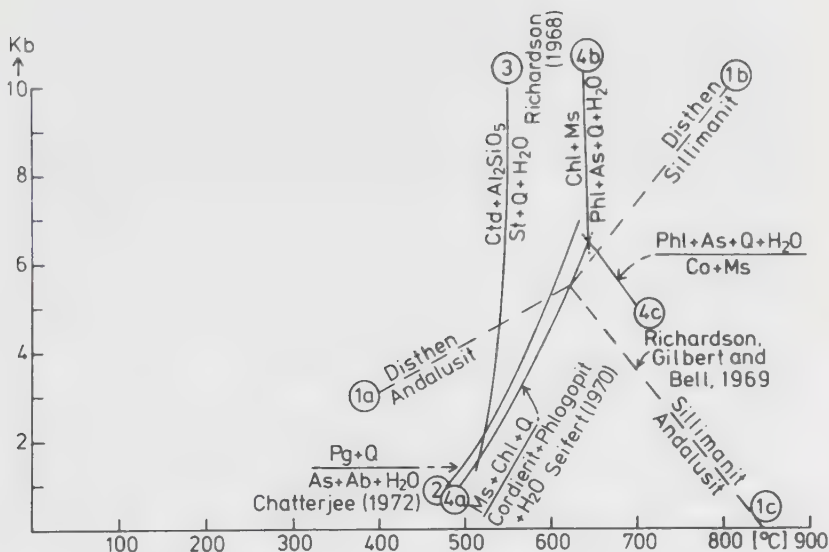


Abb. 68 : Druck- und Temperaturbedingungen der relevanten Mineralreaktionen für die Metamorphose am Südostrand des Menderes-Massivs. Stabilitätsfelder der Al_2SiO_5 -Modifikationen nach RICHARDSON et al., 1969 (1a, 1b und 1c) ; Paragonit + Quarz = Albit + Al_2SiO_5 + H_2O (2) nach CHATTERJEE (1972) ; Chloritoid + Al_2SiO_5 = Staurolith + Quarz + H_2O (3) nach RICHARDSON (1968) ; Muscovit + Chlorit + Quarz = Cordierit + Phlogopit + H_2O (4a) ; Muscovit + Chlorit = Phlogopit + Aluminiumsilikat + Quarz + H_2O (4b) und Cordierit + Muscovit = Phlogopit + Aluminiumsilikat + Quarz + H_2O (4c) nach SEIFERT (1970).

Nach Mineralverteilungen und Paragenesen kann man schließen, daß die Metamorphose im südöstlichen Teil des Arbeitsgebiets schwächer und im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebiets stärker war.

X ZUSAMMENFASSUNG

Am Südostrand des Menderes-Massivs wurde ein ca. 150 km^2 großes Kristallingebiet geologisch kartiert und petrologisch sowie geochemisch untersucht. Die Gesteinsserien lassen sich zu zwei Einheiten zusammenfassen, das Kernkristallin im NW und die Schieferhülle im SE. Im einzelnen folgen von NW nach SE : Augengneis, Metagranit, Schieferserie des Kernkristallins und stark geschieferte Augengneise als Glieder des Kernkristallins ; die darauf folgenden Gt-Bi-Ms-Schiefer, Phyllite, Quarzite mit Zwischenlagen von Glimmerschiefern, Marmor-Bänder und -Linsen mit Kalkglimmerschiefern, eine Wechselfolge verschiedener Schiefer, Kalksilikatschiefer mit Serpentin-Linsen und Marmore mit Smirgellagerstätten sind Teile der Schieferhülle.

Die Augengneise streichen N-S und stehen $\pm$ vertikal, wogegen die Schieferserie und die Schieferhülle im allgemeinen NE-SW streichen. Letztere tritt als tektonische Mulde in Erscheinung (SE-Fallen im Nordflügel und NW-Fallen in Südflügel).

Es wurden folgende wichtige Mineralparagenesen beobachtet:

1. Disthen - Chloritoid - Muscovit - Quarz - (Paragonit)
2. Disthen - Phlogopit - Muscovit - Quarz
3. Chloritoid - Chlorit - Muscovit - Quarz - (Paragonit)
4. Chlorit - Muscovit - Quarz

Die räumliche Verteilung dieser Paragenesen zeigt, daß die Bedingungen der alpidischen Metamorphose von weniger 600° C in der Schieferhülle auf mehr als 640° C und $6 \frac{1}{2}$ kbar im Kern des Kernkristallins im untersuchten Gebiet anstiegen. Damit stimmt überein das Auftreten von phyllitischen Gesteinen und Glimmerschiefern im SE-Teil und von Gneisen im NW-Teil des Arbeitsgebiets.

Die geochemischen Untersuchungen ergaben, übereinstimmend mit den geologischen Beobachtungen, daß es sich bei den Augengneisen und Metagraniten des Kernkristallins wohl um Orthogesteine handelt, während die Schieferserie des Kernkristallins und die

Schieferhülle eindeutige Merkmale von Paragesteinen aufweisen.

Die Amphibolit-Linsen der Schieferserie des Kernkristallins müssen aufgrund ihrer Fe/Mg- und Fe/Ca-Verhältnisse und wegen ihres hohen Cr-Gehaltes als Orthoamphibolite angesehen werden.

Die Spurenelementgehalte der Smirgel, vor allem ihr hoher Yttrium-Gehalt und das Verhältnis Cr/Ni, beweisen ihre Entstehung als metamorphe Karst-Bauxite.

Literaturverzeichnis

- ABBEY, S. (1973): Studies in "Standard Samples" of silicate rocks and minerals. Geol. Surv. Canada. Paper 73-36, 25p.
- AKARTUNA, M. (1965): Aydin-Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojisi hakkında. MTA. Dergisi 65, 1-10.
- AKAT U., ÖZTÜRK, Z., ÖZTÜRK, E.M. und CAGLAYAN, A. (1975): Menderes Masifi güneyi - SW Toros Kusağı ilişkisi. MTA unveröff. Ber. No. 3104 58 p.
- ATABEY, M.E. (1976): Mineralogy, chemistry, and origin of the Mortas Bauxite Deposit, Seydisehir, Konya, Turkey. Académie Yougoslave des sciences et des Arts, Travaux 13, 77-89.
- AUBOUIN, J., BRUNN, J.H., CELET, P., DERCOURT, J., GODFRIAUX, J. & MERCIER, J. (1963): Esquisse de la géologie de la Grèce Livre Mém. Prof. Paul Fallot 2, 583-610.
- BASARIR, E. (1970): Bafa gölü doğusunda kalan Menderes-Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi ilmi raporlar serisi no.102., 42 p.
- BERNOULLI, D. GRACIANSKY, P.CH. de MONOD, O. (1974): The extension of the Lykian-Nappes (SW-Turkey) into the Southeastern Aegean Islands. Ecl. Geol. Helv. 67, 39-90.
- BİNGÖL, E. (1974): 1/2.500.000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kusakların jeotektonik evrimi üzerine tartışmalar. MTA Bull. 83, & 178-184.
- BLUMENTHAL, M.M. (1946): Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. Ecl. Geol. Helv. 39, 277-289.
- BOCCALETTI, M., MANETTI, P., PECCERILLO, A. (1974): The Balkanides as an instance of back-arc thrust belt; possible relation with the Hellenides. Bull. Geol. Soc. Amer. 85, 1077-1084.
- BRINKMANN, R. (1966): Geotektonische Gliederung von Westanatolien. N.Jb. Geol. Pal. Mh. 10, 603-618.
- (1967): Die Südflanke des Menderes-Massivs bei Milas, Bodrum und Ören. Scient. Rep. Fac. Ec. Ege Univ., Bornova-Izmir, 43, 12 S.
- (1971a): Das kristalline Grundgebirge von Anatolien. Geol. Rdsch. 60, 886-899.
- (1971b): The geology of Western Anatolia. In: Campbell, A.S. (Ed.): Geology and History of Turkey, Tripoli, 171-190.
- (1975): Geology of Turkey. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 135 p.

- BRUNN, J.H., GRACIANSKY, P.CH. de, GUTNIC, M., JUTEAU, TH., LEFEVRE, R., MARCOUX, J., MONOD, O., POISSON, A. (1960): Structures majeures et corrélation stratigraphiques dans les Taurides occidentales. Bull. Soc. Geol. France 12, 1515-1556.
- CAILLÈRE, S., MAKSIMOVIĆ, Z., POBEGUIN, TH. (1976): Les éléments en traces dans quelques bauxites karstiques de L'Ariege et du Var. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts Travaux ICSOBA 13, 233-252.
- CLARKE, F.W. (1924): The Data of Geochemistry, 5. Aufl. U.S. Geol. Surv. Bull. 770, 140 S.
- CHATTERJEE, N.D. (1972): The upper stability limit of the assemblage paragonite+quartz and its natural occurrences. Contrib. Mineral. Petrol. 34, 288-303.
- (1976): Margarite stability and compatibility relations in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ as a pressure-temperature indicator. Am. Mineral. 61, 699-709.
- DORA, Ö.O. (1972): Ortoklas - Mikroklin Transformation in Migmatiten des Egrigöz-Massivs. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni (Bull. Geol. Soc. Turkey) 15, 131-153.
- (1976): Die Feldspäte als petrographischer Indikator im Menderes-Massiv/Westanatolien. N.Jb. Min. Abh. 127, 289-310.
- DÜRR, S. (1975): Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Aegaeis, Habilitations-Schrift, Marburg 107 S.
- EGERAN, N., YENER, H. (1944): Notes explicatives de la Carte Géologique de la Turquie, Feville Izmir. MTA.
- ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G., HAVENS, R.C. (1965): Chemical characteristics of basalts and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Amer. 76, 719-734.
- FAIRBRIDGE, W.R. (1968): The Encyclopedia of Geomorphology. Reinhold Book Corporation, New York, 1295 S.
- FLANAGAN, F.J. (1973): 1972 values for international geochemical reference samples. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 1189-1200.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Jb. Geol. B.A. (Wien) 101, 323-472.
- FREY, M., NIGGLI, E., (1972): Margarite, an important rock-forming mineral in regionally metamorphosed low-grade rocks. Naturwissenschaften 59, 214-215.

- FRÖHLICH, F. (1960): Beitrag zur Geochemie des Chroms. *Geochim. Cosmochim. Acta* 20, 215 S.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1923): Grundlagen der quantitativen Geochemie, *Fortschr. Mineral. Krist. Petrogr.* 17, 1125
- GRACIANSKY, P.CH., de (1965): Menderes masifi (Türkiye'nin SW) metamorfik kayalardaki grenaların yapısı hakkında. *M.T.A. Bull.* 65, 11-20.
- (1966): Le Massif cristallin du Menderes (Taurus occidental, Asie Mineur), un exemple possible de vieux socle granitique remobilisé. *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.* 8, 289-306.
- GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Geochemie österreichischer Granitoide. *Tschemaks Min. Petr. Mitt.* 10, 436-474.
- GRÜTZNER, K.E. (1908): Beiträge zur Petrographie des westlichen Kleinasien. *Diss., Leipzig*, 79 S.
- HALFERDAHL, L.B. (1961): Chloritoid: Its composition, X-Ray and optical properties, stability and occurrence. *Petrol.* 2, 49-135.
- HAMILTON, W.J. (1840): *Researches in Asia Minor*. London.
- HEIER, K.S., TAYLOR, S.R., (1959): Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern Norwegian pre-kambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 15, 284-304.
- HERRMANN, A.G., KNAKE, D. (1973): Coulometrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-, Karbonat- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. *Z. Anal. Chem.* 266, 196-201.
- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contrib. Mineral. Petrol* 14, 123-162.
- IUGS SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS (1973): Classification and nomenclature of plutonic rocks. *N.Jb. Min. Mh.* 1973, 149-164.
- IZDAR, E. (1969): Menderes kristallin masifi kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi, metamorfizması hakkında. *Ege Üniversitesi Fen fak. Jeoloji kürsüsü, doçentlik tezi, Habilitationsarbeit Ege Univ. Izmir*.
- JEPSEN, K., SCHELLMANN, W. (1974): Über den Stoffbestand und die Bildungsbedingungen der Bauxitlagerstätte Weipa/Australien. *Geol.Jb.* 7, 19-106.
- KENNEDY, G.C. (1959): Phase relations in the system $Al_2O_3-H_2O$ at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci* 257, 563-573.

- KERN, H. (1968): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Chroms und zur Mikroskopie und Genese der Chromerze. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 236 S.
- KETIN, I. (1966a): Tectonic units of Anatolia. Bull. MTA 66, 23-34.
- KEUSEN, H.R. (1972): Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafitit-Komplexes vom Gneisspfad (Penninische Alpen). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 52, 385-478.
- KHAFFAGY, M. (1971): Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinseserie des Kamptales, Niederösterreich. Jb. Geol. B.A. (Wien), Sonderband 17, 171-192.
- KRÄMER, R. (1907): Kleinasiatische Smirgelvorkommnisse. Diss., Leipzig, 60 S.
- LANGER, K. (1974): Arbeitsvorschriften zur Silikatanalyse. - Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum.
- LANGER, K., BAUMANN, P. (1975): Micro-determination of SiO_2 , TiO_2 , total Iron (Fe_2O_3^0), P_2O_5 and F in silicates by Automatic Solution Photometry. Z. Anal. Chem. 277, 359-368.
- LEONI, L. (1976): X-Ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. Rend. Soc. Ital. Min. Petr. 32, 497-510.
- LINDNER, B., RUDERT, V. (1969): Eine verbesserte Methode zur Bestimmung des gebundenen Wassers in Gesteinen, Mineralien und anderen Festkörpern. Z. Anal. Chem. 248, 21-24.
- METZ, K. (1955): Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. I. Neufunde im Paläozoikum SW-Anatoliens. N. Jb. Geol. Pal. Abh. 101, 257-266.
- MINAMI, E. (1935): Selen-Gehalte von europäischen und japanischen Tonschiefern. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl. 4, 1, 143.
- MÜLLER, B.G. (1916): Über Magnetiteisenerz und Smirgellagerstätten im südwestlichen Kleinasien. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1, 11-16.
- NIGGLI, R.C. (1965): Über die Natur sagenitartig angeordneter Nadeln in Biotit. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 45, 807-817.
- NOCKOLDS, S.R. (1954): Average Chemical Composition of some Igneous Rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. 65, 1007-1032.
- ÖNAY, S.T. (1949): Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 29, 357-491.

- ÖZTUNALI, Ö. (1965): Demirtepe - Cavdar - Osmankuyu - Kısır (Cine masifi) uranyum zuhurlarının petrografileri ve oluşumları, MTA B. 65, 109-121.
- PAPIU, V.C., UDRESCU, C. (1973): Elements mineurs des bauxites de Roumanie. Academie Yougoslave des Sciences et des Arts, Travaux ICSOBA, 9, 127-149.
- PETTIJOHN, F.J. (1963): Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sands: data of geochemistry. U.S.Geol. Surv. Prof. Pap. 440-S, 21 p.
- PHILLIPS, E.R. (1964): Myrmekite and albite in some granites of the New England Batholith, New South Wales. J. Geol. Soc. Australia 11, 49-60.
- (1974): Myrmekite - one hundred years later. Lithos 7, 181-194.
- , CARR, G.R. (1973): Myrmekite associated with alkali Feldspar megacrysts in felsic rocks from New South Wales. Lithos 6, 245-260.
- PHILIPPSON, A. (1910-1915): Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Petermanns Mitt., Erg.H. 167, 172, 177, 180, 183, Gotha, 585 S.
- PROSSER, E. (1975): Petrographische-geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneis. Ein Beitrag zum Zentralgneisproblem der westlichen Hohen Tauern, Diss., Univ. München.
- RICHARDSON, S.W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. J. Petrol. 9, 467-488.
- , GILBERT, M.C., BELL, P.M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. Am. J.Sci 267, 259-272.
- SCHREYER, W. (1958): Die Quarz-Feldspat-Gefüge der migmatischen Gesteine von Vilshofen an der Donau. N.Jb. Min. Abh. 92, 147-170.
- SCHROLL, E. (1966): Zur Geochemie der seltenen Elemente in granitoiden Gesteinen. Tschermaks. Min. Petr. Mitt. 11, 317-357.
- (1976): Analytische Geochemie (Band 1 und 2). Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- , SAUER, D. (1964): Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elemente in Bauxiten. - Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium (Zagreb) 1, 201-226.
- , ----- (1968) : Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadin und Molybdän in bauxitischen Gesteinen und das Problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums. Travaux. ICOBA (Zagreb).

- SCHUILLING, R.D. (1958): A zirkon-study of an augengneis in the Menderes-Massive. MTA Bull. 51.
- (1962): On Petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW-Turkey). MTA Bull. 58, 71-84.
- (1973): The Cyclads: an early stage of oceanisation? Bull. geol. Soc. Greece, 10, 174-176.
- SCOTFORD, D.M. (1969): Metasomatic augengneis in greenschist facies, Western Turkey. Bull. Geol. Soc. Amer. 80, 1079-1094.
- SEIFERT, F. (1970): Low-temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. J. Petrol. 11, 73-99.
- SHAW, D.M. (1956): Geochemistry of pelitic rocks. III. Major elements and general geochemistry. Bull. Geol. Soc. Am. 67, 919.
- SMITH, L. (1850): On emery in Asia Minor. Am. J. Sci of Science and Arts. Second Series 10, 354.
- SMITH, J.R. (1964): Distribution of nickel, copper, and zinc in bedrock of the East Amisk area Saskatchewan. Saskatchewan Res. Council Geol. Div. Rept. 6.
- STORRE, B., NITSCH, K.H. (1974): Zur Stabilität von Margarit im System $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Contrib. Mineral. Petrol. 43, 1-24.
- STRECKEISEN, A. (1965): Die Klassifikation der Eruptivgesteine. Geol. Rdsch. 55, 478-491.
- (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks. Geol. Rdsch. 63, 773-786.
- TAYLOR, S.R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. Geochim. Cosmochim. Acta 28, 1273-1285.
- , EMELEUS, C.H., EXLEY, C.S. (1956): Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. Geochim. Cosmochim. Acta 10, 224-229.
- TRÜGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 2. Aufl., 822 S.
- TSCHIHATSCHIEFF, P. (1867): Reisen in Kleinasien und Armenien. 1847-1863. Peterm. Geogr. Mitt. Erg.-H. 20, 68S.

- TUREKIAN, K.K., KULP, J.L. (1956): The geochemistry of Strontium. *Geochim. Cosmochim. Acta* 10, 255-296.
- , WEDEPOHL, K.H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 72, 175-192.
- UNGETHÜM, H. (1965): Eine neue Methode zur Bestimmung von Eisen (II) in Gesteinen und Mineralen, insbesondere auch in Bitumen-haltigen Proben. *Z. angew. Geol.* 11, 500-505.
- VELDE, B. (1971): The stability and natural occurrence of margarite. *Min. Mag.* 38, 317-323.
- WALKER, K.R., JOPLIN, G.A., LOVERING, J.F., GRENN, R. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basis igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-Western Queensland. *J. Geol. Soc. Australia* 6, 149-177.
- WASKOWIAK, R., RÖSLER, H.J. (1970): Spurenmetalle in Glimmern und Kalifeldspäten des Kristallins von Ruhla-Brotterode (Thüringer Wald). *Ber. Geol. Ges. (DDR), Reihe B* 15, 269-291.
- WEDEPOHL, K.H. (1970): *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- WILHELMY, H. (1958): *Klimamorphologie der Massengesteine*. Westermann, Braunschweig, 238 S.
- WINKLER, H.G.F. (1974): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 3rd. ed., Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 320 S.
- WIPPERN, J. (1962): Toros Boksitleri ve bunların Tektonik durumu. *MTA. Dergisi* 58, 47-70.
- (1964a): Die Stellung des Menderes Massives in der Alpidischen Gebirgsbildung. *MTA Bull.*, 62, 74-82.
- (1964b): Die Diasporit- und Smirgellagerstätten in der Umrahmung des Menderes-Massivs. *MTA unveröff. Ber. Nr.* 3730.
- (1964c): Die Aluminium-Rohstoffe in der Türkei. *MTA Bull.*, 62, 83-90.
- (1965): Die Ausgangsgesteine für die Bauxitbildung. *MTA Bull.*, 64, 40-44.
- WOLFENDEN, E.B. (1965): Geochemical behaviour of trace elements during bauxite formation in Sarawak, Malaysia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1051-1062.

A N H A N G

Tab. A1 : Chemische Analysen von Augengneisen

Kompos.	15 ^a		15 ^b		15 ^c		15 ^d		15 ^e		15 ^f		15 ^g		15 ^h		15 ⁱ		15 ^j		15 ^k		15 ^l		15 ^m		15 ⁿ		15 ^o		15 ^p		15 ^q		15 ^r		15 ^s		15 ^t		15 ^u		15 ^v		15 ^w		15 ^x		15 ^y		15 ^z		15 ^{aa}		15 ^{ab}		15 ^{ac}		15 ^{ad}		15 ^{ae}		15 ^{af}		15 ^{ag}		15 ^{ah}		15 ^{ai}		15 ^{aj}		15 ^{ak}		15 ^{al}		15 ^{am}		15 ^{an}		15 ^{ao}		15 ^{ap}		15 ^{aq}		15 ^{ar}		15 ^{as}		15 ^{at}		15 ^{au}		15 ^{av}		15 ^{aw}		15 ^{ax}		15 ^{ay}		15 ^{az}		15 ^{ba}		15 ^{bb}		15 ^{bc}		15 ^{bd}		15 ^{be}		15 ^{bf}		15 ^{bg}		15 ^{bh}		15 ^{bi}		15 ^{bj}		15 ^{bk}		15 ^{bl}		15 ^{bm}		15 ^{bn}		15 ^{bo}		15 ^{bp}		15 ^{bq}		15 ^{br}		15 ^{bs}		15 ^{bt}		15 ^{bu}		15 ^{bv}		15 ^{bw}		15 ^{bx}		15 ^{by}		15 ^{bz}		15 ^{ca}		15 ^{cb}		15 ^{cc}		15 ^{cd}		15 ^{ce}		15 ^{cf}		15 ^{cg}		15 ^{ch}		15 ^{ci}		15 ^{cj}		15 ^{ck}		15 ^{cl}		15 ^{cm}		15 ^{cn}		15 ^{co}		15 ^{cp}		15 ^{cq}		15 ^{cr}		15 ^{cs}		15 ^{ct}		15 ^{cu}		15 ^{cv}		15 ^{cw}		15 ^{cx}		15 ^{cy}		15 ^{cz}		15 ^{da}		15 ^{db}		15 ^{dc}		15 ^{dd}		15 ^{de}		15 ^{df}		15 ^{dg}		15 ^{dh}		15 ^{di}		15 ^{dj}		15 ^{dk}		15 ^{dl}		15 ^{dm}		15 ^{dn}		15 ^{do}		15 ^{dp}		15 ^{dq}		15 ^{dr}		15 ^{ds}		15 ^{dt}		15 ^{du}		15 ^{dv}		15 ^{dw}		15 ^{dx}		15 ^{dy}		15 ^{dz}		15 ^{ea}		15 ^{eb}		15 ^{ec}		15 ^{ed}		15 ^{ee}		15 ^{ef}		15 ^{eg}		15 ^{eh}		15 ^{ei}		15 ^{ej}		15 ^{ek}		15 ^{el}		15 ^{em}		15 ^{en}		15 ^{eo}		15 ^{ep}		15 ^{eq}		15 ^{er}		15 ^{es}		15 ^{et}		15 ^{eu}		15 ^{ev}		15 ^{ew}		15 ^{ex}		15 ^{ey}		15 ^{ez}		15 ^{fa}		15 ^{fb}		15 ^{fc}		15 ^{fd}		15 ^{fe}		15 ^{ff}		15 ^{fg}		15 ^{fh}		15 ^{fi}		15 ^{fj}		15 ^{fk}		15 ^{fl}		15 ^{fm}		15 ^{fn}		15 ^{fo}		15 ^{fp}		15 ^{fq}		15 ^{fr}		15 ^{fs}		15 ^{ft}		15 ^{fu}		15 ^{fv}		15 ^{fw}		15 ^{fx}		15 ^{fy}		15 ^{fz}		15 ^{ga}		15 ^{gb}		15 ^{gc}		15 ^{gd}		15 ^{ge}		15 ^{gf}		15 ^{gg}		15 ^{gh}		15 ^{gi}		15 ^{gj}		15 ^{gk}		15 ^{gl}		15 ^{gm}		15 ^{gn}		15 ^{go}		15 ^{gp}		15 ^{gq}		15 ^{gr}		15 ^{gs}		15 ^{gt}		15 ^{gu}		15 ^{gv}		15 ^{gw}		15 ^{gx}		15 ^{gy}		15 ^{gz}		15 ^{ha}		15 ^{hb}		15 ^{hc}		15 ^{hd}		15 ^{he}		15 ^{hf}		15 ^{hg}		15 ^{hh}		15 ^{hi}		15 ^{hj}		15 ^{hk}		15 ^{hl}		15 ^{hm}		15 ^{hn}		15 ^{ho}		15 ^{hp}		15 ^{hq}		15 ^{hr}		15 ^{hs}		15 ^{ht}		15 ^{hu}		15 ^{hv}		15 ^{hw}		15 ^{hx}		15 ^{hy}		15 ^{hz}		15 ^{ia}		15 ^{ib}		15 ^{ic}		15 ^{id}		15 ^{ie}		15 ^{if}		15 ^{ig}		15 ^{ih}		15 ⁱⁱ		15 ^{ij}		15 ^{ik}		15 ^{il}		15 ^{im}		15 ⁱⁿ		15 ^{io}		15 ^{ip}		15 ^{iq}		15 ^{ir}		15 ^{is}		15 ^{it}		15 ^{iu}		15 ^{iv}		15 ^{iw}		15 ^{ix}		15 ^{iy}		15 ^{iz}		15 ^{ja}		15 ^{jb}		15 ^{jc}		15 ^{jd}		15 ^{je}		15 ^{jf}		15 ^{jh}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}		15 ^{jt}		15 ^{ju}		15 ^{jv}		15 ^{jw}		15 ^{jx}		15 ^{ji}		15 ^{jj}		15 ^{jk}		15 ^{jl}		15 ^{jm}		15 ^{jn}		15 ^{jo}		15 ^{jp}		15 ^{jq}		15 ^{jr}		15 ^{js}	
---------	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	-----------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--	------------------	--

Tab. A2 : Chemische Analysen von stark geschieferten Augen-
gneisen (* Gesamteisen als Fe_2O_3)

Proben	21		64	Mittel-
Kompon.	Naß	Naß	RFA	wert
SiO_2	67.6		66.9	67.13
TiO_2	0.64	0.71	0.68	0.68
Al_2O_3	14.5	14.76	14.68	14.65
Fe_2O_3	2.0	1.91	5.97*	5.71*
FeO	3.2	4.04		
MnO	0.05	0.06	0.09	0.07
MgO	2.1	1.81	1.83	1.91
CaO	0.9	0.36	0.50	0.59
Na_2O	2.1	3.5	3.5	3.03
K_2O	5.0	3.8	3.8	4.20
P_2O_5	0.16	0.15	0.21	0.17
H_2O	2.1	1.5		1.70
CO_2	0.14	0.08		0.10
Summe	100.49	99.58	99.74	99.94
(ppm)				
Cr	50	55		
Co	61	38		
Cu	42	52		
Ni	29	25		
Rb	146	87		
Sr	96	59		
Y	50	33		
Zn	56	76		
CIPW-Norm				
Q	28.2	24.7		
or	29.5	22.6		
ab	17.7	29.8		
an	2.5	0.5		
c	4.7	4.7		
en	5.2	4.6		
hy fs	8.2	9.6		
il	1.21	1.31		
ap	0.38	0.43		
cc	0.32	0.18		

Tab.A3 : Chemische Analysen von Metagraniten

Proben	1-B		161		481		483		483-A		484		Mittel- wert
	Na ₂ O	RF A	Na ₂ O	RF A	Na ₂ O	RF A	Na ₂ O	RF A	Na ₂ O	RF A	Na ₂ O	RF A	
SiO ₂	75.8		77.8	77.5	77.6		75.8		75.6		75.2		76.2
TiO ₂	0.08	0.06	0.07	0.07	0.12	0.08	0.11	0.07	0.11	0.07	0.11	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	13.1	13.15	12.3	12.4	12.1	12.3	12.6	13.1	12.84	12.7	13.31	13.4	12.77
Fe ₂ O ₃	0.57	1.2*	0.4	1.07*	1.1	1.2*	0.51	1.8*	0.34	1.1*	0.89	2.0*	0.65
FeO	0.61		0.4		0.1		1.21		0.83		1.03		0.70
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	-	0.01	-	0.01	-	0.01		0.01
MgO	0.1	0.2	0.3	-	0.08	0.2	0.27	0.3	0.03	0.2	0.02	0.2	0.4
CaO	0.71	0.85	0.4	0.4	0.42	0.4	0.37	0.5	0.32	0.3	0.44	0.45	0.46
Na ₂ O	2.8	2.8	3.0	3.2	2.9	2.6	3.0	3.2	3.2	3.6	3.6	3.8	3.14
K ₂ O	4.1	5.2	4.6	4.6	5.0	5.1	4.9	5.2	5.3	5.7	4.6	4.7	4.92
P ₂ O ₅	0.28	0.33	0.22	0.21	0.15	0.18	0.19	0.26	0.20	0.25	0.27	0.31	0.24
H ₂ O	1.0		0.9		0.52		0.67		0.61		0.60		0.72
CO ₂	0.1		0.09		0.08		0.07		0.08		0.06		0.08
Summe	99.26	100.70	100.49	100.45	100.19	100.26	99.71	100.97	99.47	100.21	100.14	100.79	100.21
(ppm)													
Cr	51		39		38		38		39		38		
Co	52		67		66		58		70		69		
Cu	54		57		53		51		53		52		
Ni	24		16		16		16		16		15		
Zn	438		354		281		323		329		431		
Br	47		25		10		12		21		19		
Y	78		74		75		72		70		88		
Zn	51		48		48		45		43		73		
GIPV-Norm													
Q	39.9		40.9		40.4		37.9		33.9		35.0		
or	27.8		27.1		29.5		29.1		32.6		27.1		
ab	23.7		26.1		24.5		25.5		28.8		30.4		
an	1.3		-		0.6		0.2		-		0.04		
c	2.9		2.6		1.7		2.3		1.2		2.4		
ca	0.37		0.36		0.20		0.68		0.13		0.27		
by	1.98		1.51		1.84		2.91		1.89		3.19		
fa	0.13		0.13		0.23		0.21		0.17		0.21		
il	0.71		0.52		0.36		0.45		0.52		0.64		
sp	0.23		0.20		0.18		0.16		0.04		0.14		
ec													
Bischoff-Werte													
a1	490.7		531.5		530.5		484.0		479.9		457.4		
a1	50.0		49.8		48.7		47.4		47.8		47.7		
fa	7.6		6.6		7.2		11.5		6.9		10.4		
c	5.4		2.9		3.1		2.5		2.1		2.9		
alk	37.0		40.7		41.0		38.5		43.2		39.1		
ti	0.34		0.36		0.62		0.53		0.43		0.50		
p	0.82		0.64		0.43		0.51		0.59		0.70		
k	0.52		0.49		0.53		0.52		0.52		0.46		
mg	0.19		0.23		0.11		0.22		0.15		0.10		

*Gesamteisen als Fe₂O₃.

Tab. A4 : Chemische Analysen von feinkörnigen Biotit-Muscovit-
Plagioklasgneisen (* Gesamteisen als Fe_2O_3)

Proben	159		475		476	476-A	Mittelwert
Kompon.	Naß	RFA	Naß	RFA	Naß	Naß	
SiO_2	70.5		52.2		68.5	61.2	62.52
TiO_2	0.72	0.64	1.38	1.36	0.79	0.73	0.93
Al_2O_3	14.13	14.2	23.16	23.3	14.84	18.3	17.99
Fe_2O_3	1.75	4.2*	1.76	5.0*	0.08	1.4	5.03*
FeO	2.51		3.04		5.16	5.3	
MnO	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.08	0.03
MgO	1.6	1.52	4.75	5.0	1.86	2.8	2.92
CaO	0.96	1.02	0.6	0.7	1.18	1.0	0.91
Na_2O	2.1	2.17	3.4	3.1	2.8	1.8	2.56
K_2O	3.5	3.5	5.9	6.1	3.1	4.8	4.48
P_2O_5	0.13	0.14	0.21	0.27	0.13	0.18	0.18
H_2O	1.89		3.23		1.60	2.7	2.42
CO_2	0.09		0.07		0.07	0.10	0.08
Summe	99.91	99.91	99.70	100.33	100.12	100.39	100.06
(ppm)							
Cr	63		83		60	67	
Co	39		20		41	50	
Cu	49		38		50	51	
Ni	33		36		35	34	
Rb	140		181		111	145	
Sr	139		337		186	161	
Y	29		66		34	53	
Zn	61		68		99	93	
CIPW-Norm							
Q	38.0		- -		31.8	21.8	
or	20.7		35.0		18.3	28.3	
ab	18.2		28.9		23.7	15.2	
an	3.4		1.2		4.6	3.1	
c	5.6		10.8		5.2	8.9	
en	3.9		10.5		4.6	6.9	
hy fs	6.4		5.5		8.3	10.9	
il	1.30		2.63		1.50	1.38	
ap	0.33		0.50		0.31	0.42	
cc	0.21		0.16		0.16	0.23	
ol			1.50				

Tab. A5 : Chemische Analysen von Chlorit-Biotit-Muscovit-Gneisen

Proben Kompon.	156		331		462		Mittel wert
	Naß	RFA	Naß	RFA	Naß	RFA	
SiO ₂	74.8		77.1		85.9		79.27
TiO ₂	0.27	0.21	0.16	0.15	0.17	0.12	0.18
Al ₂ O ₃	12.7	12.8	12.8	13.0	8.1	8.4	11.30
Fe ₂ O ₃	0.19	1.31*	0.24	0.5*	0.1*	0.1*	0.63*
FeO	1.04		0.32				
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	3.6	3.6	2.38	2.4	1.25	1.3	2.42
CaO	0.2	0.27	0.17	0.19	0.14	0.19	0.19
Na ₂ O	0.4	0.2	0.54	0.6	0.8	0.8	0.56
K ₂ O	4.16	4.15	4.2	4.25	1.9	1.9	3.43
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.12	0.14	0.07	0.11	0.12
H ₂ O	2.34		2.03		1.49		1.95
CO ₂	0.10		0.07		0.10		0.09
Summe	99.93	99.94	100.13	100.43	100.02	100.41	100.15
(ppm)							
Cr	35		28		26		
Co	45		73		109		
Cu	41		n.b.		41		
Ni	11		19		9		
Rb	148		149		57		
Sr	32		28		47		
Y	57		50		34		
Zn	45		n.b.		32		
CIPW-Norm							
Q	50.5		54.0		72.2		
or	24.6		24.8		11.2		
ab	3.4		4.6		6.8		
c	7.5		7.3		4.7		
en	8.8		5.8		3.0		
hy	1.8		0.7		0.0		
fs							
il	0.51		0.30		0.19		
ap	0.28		0.28		0.17		
cc	0.07		0.02		0.08		
mg	0.13		0.12		0.12		

*Gesamteisen als Fe₂O₃ ; n.b.=nicht bestimmt.

Tab.A6 : Chemische Analyse eines Disthen-Glimmergneises (376) und eines Titanit-Biotit-Schiefers (125)

Proben	376		125	
	Naß	RFA	Naß	RFA
Kompon.				
SiO ₂	48.6		41.03	
TiO ₂	0.38	0.39	5.71	5.45
Al ₂ O ₃	22.56	22.6	15.53	15.6
Fe ₂ O ₃	1.98*	2.1*	1.79	13.0*
FeO			11.41	
MnO	0.01	0.01	0.07	0.10
MgO	17.33	17.30	8.4	8.2
CaO	0.00	0.03	4.5	4.4
Na ₂ O	0.2	0.4	1.3	1.46
K ₂ O	2.7	2.8	7.4	7.76
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.55	0.58
H ₂ O	6.24		2.45	
Summe	100.01	100.49	100.14	100.03
(ppm)				
Cr	28		73	
Co	23		24	
Cu	33		n.b.	
Ni	12		62	
Rb	n.b.		452	
Sr	n.b.		65	
Y	n.b.		148	
Zn	34		n.b.	
CIPW-Norm				
Q			--	
or			10.2	
ab			--	
an			13.9	
di			3.2	
ol			24.6	
il			10.60	
ap			1.33	
cc			0.20	

*Gesamteisen als Fe₂O₃; n.b.=nicht bestimmt.

Tab. A7 : Chemische Analysen von Biotit-Muscovit-Granat-Gneisen und Granat-Biotit-Muscovit-Schiefern aus der Schieferserie des Kernkristallins.

Proben Kompos.	7		8-B		20		24		31		33		38	
	NaB	RFA	NaB	RFA	NaB	RFA	NaB	RFA	NaB	RFA	NaB	RFA	NaB	RFA
SiO ₂	60.9		71.3		67.8		53.2		63.4		66.5		70.1	70.0
TiO ₂	0.90	0.90	0.62	0.62	0.68	0.57	0.76	0.9	0.75		0.38	0.47	0.59	0.68
Al ₂ O ₃	18.18	17.84	12.76	12.7	13.6	13.5	23.6	22.9	18.3	18.0	11.6	12.2	14.5	14.5
Fe ₂ O ₃	3.81	5.82*	2.10	6.26*	1.54	10.9*	3.5	7.26*	3.13	5.4*	3.45	14.89*	0.3	4.3*
FeO	2.03		4.22		9.48		3.74		2.41		11.52		3.5	
MnO	0.07	0.1	0.02	0.02	0.36	0.43	0.01	0.01	0.02	0.03	0.2		0.03	0.04
MgO	2.57	2.6	1.84	1.88	1.24	1.28	3.02	2.99	2.41	2.43	1.11	1.19	1.9	1.9
CaO	0.62	0.7	0.50	0.68	2.3	2.4	0.6	0.68	0.58	0.8	1.7	2.06	0.7	0.7
Na ₂ O	2.4	2.8	2.1	2.1	0.3	0.2	1.7	1.5	2.9	2.6	1.03	1.17	4.1	4.0
K ₂ O	3.5	3.7	2.4	2.5	1.6	1.6	5.0	5.2	2.3	3.3	0.7	0.3	1.8	1.9
F ₂ O ₅	0.28	0.29	0.11	0.16	0.12	0.18	0.24	0.26	0.16	0.17	0.18	0.26	0.17	0.19
H ₂ O	3.8		1.98		1.0		4.6		2.98		0.71		1.4	
CO ₂	0.48		0.09		0.08		0.14		0.09		0.11		0.99	
Summe	99.54	99.93	100.04	100.29	100.10	99.94	100.11	99.64	99.43	99.95	99.19	100.06	100.08	100.60
(ppm)														
Cr	70		62		63		79		68		51		67	
Co	41		56		45		43		36		46		22	
Ni	31		31		28		35		36		29		28	
Rb	106		91		38		133		82		25		61	
Sr	92		58		84		161		123		34		92	
Y	36		35		37		33		26		35		17	
CIPW-Norm														
Q	24.7		42.0		45.1		14.5		28.9		41.6		34.6	
or	21.4		14.2		9.5		30.3		16.5		3.0		10.6	
ab	22.1		17.8		2.1		13.6		23.4		9.4		34.7	
an	-		1.2		10.1		0.7		1.6		7.2		-	
c	9.9		6.3		7.7		14.9		10.1		6.9		5.8	
hy	5.9		4.6		3.1		7.5		6.1		2.9		3.3	
fs	8.7		10.2		19.6		11.4		8.3		26.6		6.0	
il	1.72		1.18		1.20		1.58		1.43		0.80		1.12	
ap	0.71		0.26		0.38		0.59		0.45		0.52		0.40	
ec	0.47		0.21		0.18		0.32		0.20		0.25		0.85	
mg	0.52		-		-		-		-		-		1.18	

*Gesamteisen als Fe₂O₃.

Tab. A8 : Chemische Analysen von Biotit-Muscovit-Granat-Gneisen und Granat-Biotit-Muscovit-Schiefern aus der Schieferie des Kernkristallins

Proben- Kategorie	39		40		41		1,64		73		74-A		285-B		493-A		Mittel- wert	Gesteine Pepitition 1953
	NaH	BFA	NaH	BFA	NaH	BFA	NaH	BFA	NaH	BFA	NaH	BFA	NaH	BFA	NaH	BFA		
SiO ₂	62,6	67,9	68,6	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	69,4	66,7	
TiO ₂	0,99	0,95	0,69	0,67	0,80	0,79	0,69	0,69	0,85	0,83	0,72	0,71	0,69	0,88	0,87	0,81	0,74	0,6
Al ₂ O ₃	18,0	18,3	13,82	13,6	14,3	14,5	13,9	14,4	17,1	17,5	13,71	13,72	14,9	16,66	16,7	16,8	15,72	13,5
Fe ₂ O ₃	2,47	5,6	4,92	7,6	2,48	6,0	0,76	5,6	1,91	5,5	0,7	2,92	1,2	2,26	8,5	1,7	6,48	1,6
FeO	3,0	2,35	3,3	4,52	3,53	3,53	4,52	3,53	3,53	3,53	2,2	4,4	6,06	5,8	5,5	5,5	5,5	5,5
MnO	0,15	0,04	0,11	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,1
MgO	1,91	2,06	2,56	2,7	1,97	2,1	2,05	2,3	3,14	3,23	3,33	3,27	2,0	2,15	2,3	2,4	2,46	2,1
CaO	0,85	1,0	0,2	0,18	0,85	1,0	0,67	0,9	0,3	0,5	0,32	0,36	0,7	1,41	1,5	1,1	0,89	2,5
Na ₂ O	2,6	3,0	2,0	3,3	2,9	3,6	2,7	3,5	2,88	0,5	0,3	2,4	2,0	1,9	2,0	2,22	2,9	2,9
K ₂ O	4,2	4,5	2,7	3,0	2,4	2,5	2,1	2,2	2,6	2,6	4,81	5,0	3,0	3,5	3,6	4,0	2,95	2,0
P ₂ O ₅	0,21	0,29	0,12	0,17	0,12	0,19	0,21	0,50	0,15	0,17	0,11	0,18	0,14	0,14	0,24	0,17	0,19	0,2
H ₂ O	2,29	2,75	1,68	1,71	1,71	2,92	1,95	1,95	1,95	1,95	1,95	1,95	2,1	2,3	2,5	2,29	2,4	2,4
CO ₂	0,21	0,20	0,09	0,06	0,06	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,13	0,10	0,10	0,09	0,16	0,21	0,14/1,2	0,1
Summe	99,46	100,35	100,25	102,81	99,90	101,36	99,74	101,29	99,87	100,1	99,79	99,85	99,38	100,13	100,18	100,11	100,05	99,5
Gr	68	58	64	60	60	57	60	57	60	57	60	57	60	57	60	57	60	60
Co	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14
Ca	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Na	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Al	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165	165
Fe	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
P	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
Zn	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Grün-Mg	22,2	36,2	32,1	34,8	32,1	35,1	34,8	32,1	35,1	32,1	34,8	32,1	35,1	32,1	34,8	32,1	35,1	35,1
Or	25,7	18,0	18,2	18,0	18,2	18,0	18,2	18,0	18,2	18,0	18,2	18,0	18,2	18,0	18,2	18,0	18,2	18,2
Ab	23,7	18,7	18,0	18,7	18,0	18,7	18,0	18,7	18,0	18,7	18,0	18,7	18,0	18,7	18,0	18,7	18,0	18,0
En	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
C	8,5	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9	6,9
Hy	4,9	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0
Fe	8,4	11,4	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9
Il	1,04	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32
Ap	0,59	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28
Cc	0,48	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Mg	-	0,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

* Gesamtisen als Fe₂O₃; n.b.=nicht bestimmt.

Tab.A9 : Chemische Analysen von Amphiboliten

Proben	1.21-A		1.53-A				74-B	259		434-A		
Kompon.	Naß	RFA	Naß	RFA	Naß	RFA	Naß	Naß	RFA	Naß	RFA	
SiO ₂	50.6		50.0				49.0	50.0		46.3		
TiO ₂	0.40	0.32	0.90	0.85			0.38	0.42	0.39	0.87	0.84	
Al ₂ O ₃	10.37	10.5	15.0	15.2			15.4	12.0	12.2	15.23	13.4	
Fe ₂ O ₃	2.82	10.4*	2.77	10.8*			2.0	4.44	10.5*	5.99	13.8*	
FeO	7.45		7.94				7.5	5.98		7.73		
MnO	0.15		0.14				0.16	0.15		0.12		
MgO	11.76	12.0	8.07	7.9			10.3	10.19	10.4	12.29	12.0	
CaO	10.18	10.1	7.85	8.4			8.3	5.79	6.0	6.32	6.9	
Na ₂ O	1.7	1.7	3.8	3.7			2.6	4.0	3.8	1.1	0.9	
H ₂ O	0.7	0.8	0.6	0.5			0.2	0.1		0.2	--	
F ₂ O ₃	0.09	0.12	0.07	0.15			0.06	0.15	0.20	0.07	0.13	
H ₂ O	3.33		2.63				1.8	5.44		5.71		
CO ₂	0.36		0.29				0.12	0.25		0.11		
Summe	99.91	100.38	100.02	100.56			99.62	99.91	100.43	100.04	100.21	
(ppm)												
Cr	263		149				182		200		227	
Co	54		47				56		46		57	
Cu	68		48				45		46		38	
Mn	77		110				144		55		250	
Rb	11		1				4		1		3	
Sr	251		90				85		88		13	
Y	7		14				16		6		12	
Zn	64		98				88		75		137	
CIPW-Norm												
Q	--		--				--		--		--	
or	5.3		3.6				1.2		0.6		1.2	
ab	14.4		32.2				22.1		34.0		9.4	
an	18.0		22.2				29.9		14.6		30.4	
c	--		--				--		--		0.1	
di	24.2		12.0				8.4		9.6		--	
hy	25.9		4.7				23.1		21.0		43.9	
ol	7.0		20.1				12.3		13.0		7.2	
il	0.76		1.71				0.72		0.80		1.66	
ap	0.21		0.17				0.14		0.36		0.17	
cc	0.82		0.66				0.27		0.57		0.25	

1.53, 74-B, 434 = Amphibolite

1.21, 259 = Bi-Chl-Ab-Ep-Akt-Schiefer

*Gesamteisen als Fe₂O₃; n.b.=nicht bestimmt.

Tab. A10 : Chemische Analysen von Gesteinen der Schieferhülle (vgl. geologische Karte mit Entnahmeorten der analysierten Gesteine)

Proben Compos.	1-4		2-4		1-11		1-12		1-13		1-14		1-15-B		1-15-B		4-B		57	
	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂	Na ₂ O	SiO ₂
SiO ₂	59.7	58.1	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5	58.5
TiO ₂	0.90	0.85	1.52	1.63	0.28	0.25	0.86	0.86	1.11	1.02	1.34	1.35	0.42	0.21	1.03	1.03	0.40	0.35	0.58	0.53
Al ₂ O ₃	16.8	17.2	24.9	24.8	7.08	7.2	7.27	7.4	22.1	22.2	25.42	25.9	2.11	2.2	20.33	20.3	9.52	9.7	1.22	1.4
Fe ₂ O ₃	2.03	8.2	2.55	7.5	0.74	1.0	0.82	1.4	1.52	6.8	1.73	5.3	0.51	0.4	2.72	8.3	1.27	4.2	1.82	1.1
FeO	6.37	5.13	0.36	0.71	0.71	0.36	0.71	0.36	0.71	0.36	0.71	0.36	0.05	0.05	5.48	0.81	0.81	1.12	1.12	1.12
MnO	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	3.14	3.08	1.0	0.97	0.62	1.0	0.43	0.6	1.16	1.2	0.64	0.8	0.25	0.1	2.79	2.9	0.81	1.0	1.21	1.2
CaO	0.21	0.3	0.05	0.11	0.21	0.15	0.15	0.15	0.22	0.20	0.28	0.3	0.1	0.04	0.23	0.2	0.09	0.09	0.09	0.09
Na ₂ O	0.18	0.1	0.9	0.5	1.94	2.1	1.8	2.0	1.14	1.3	2.2	2.0	0.00	2.3	2.5	0.06	0.1	0.1	0.1	0.1
K ₂ O	7.3	7.5	3.05	2.98	1.57	1.5	1.7	1.7	2.56	3.1	3.2	3.4	0.62	3.9	4.1	4.55	4.6	0.8	1.1	1.1
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.09	0.09	0.11	0.17	0.12	0.16	0.10	0.14	0.14	0.16	0.05	0.07	0.09	0.10	0.01	0.03	0.06	0.08
B ₂ O ₃	2.6	4.9	0.83	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	3.85	4.15	4.15	4.15	0.49	4.88	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23
Summe	99.53	99.87	100.26	99.65	99.32	99.78	100.10	100.51	100.00	100.75	100.00	100.88	99.83	99.56	100.12	100.68	100.10	100.60	99.96	100.14
(g/g)																				
Cr	77	84	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	74	84	84	84	47	88	88	88	53	87	87	87
Co	31	38	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	27	39	39	39	89	44	44	44	74	22	22	22
Cu	57	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Pb	37	34	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	26	30	30	30	18	17	17	17	27	61	61	61
Zn	479	92	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	127	136	136	136	14	104	104	104	187	48	48	48
Sr	18	154	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	160	227	227	227	47	84	84	84	14	1311	1311	1311
Y	103	38	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	19	52	52	52	5	48	48	48	12	24	24	24
Zn	224	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

*Gesamteisen als Fe₂O₃; n.b.=nicht bestimmt.

Tab. A11 : Chemische Analysen von Gesteinen der Schieferhülle (vgl. geologische Karte mit Entnahmeorten der analysierten Gesteine)

Proben Kompon.	88		98		105		108		111		136		171-A		171-B		274-C		368-A		368-B		421	
	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA	Na ₂ O	RFA
SiO ₂	6.8	66.8	57.0	7.9	34.4	66.5	69.2	53.2	60.0	53.8	67.0	66.4	60.0	53.8	60.0	53.2	60.0	53.8	60.0	53.8	67.0	66.4	66.4	66.4
TiO ₂	0.09	0.88	0.89	1.01	1.04	0.14	0.12	0.53	0.56	0.84	0.87	0.32	0.29	1.20	0.50	0.48	1.27	1.31	1.18	1.27	0.94	0.94	0.94	0.94
Al ₂ O ₃	1.3	15.31	15.2	20.94	20.6	2.78	2.80	7.29	7.4	14.92	15.1	16.2	16.4	18.9	11.25	11.3	22.5	22.7	16.5	16.5	15.7	15.8	15.7	15.8
Fe ₂ O ₃	0.42	1.91	6.4	3.03	7.8	0.57	1.5	1.78	3.2	3.67	6.0	1.16	3.0	2.8	4.04	12.6	6.10	10.4	3.0	6.2	5.89	6.8	5.89	6.8
FeO	0.32	4.41	4.57	0.7	1.3	2.19	1.68	6.8	8.38	4.10	2.8	0.77	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MnO	0.01	0.08	0.05	0.02	0.01	0.04	0.00	0.01	0.15	0.15	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.57	2.5	2.6	2.7	1.0	1.06	1.32	1.4	3.45	3.6	2.32	2.4	6.1	7.33	7.3	2.02	2.2	4.3	1.5	1.71	1.8	1.71	1.8	
CaO	52.09	0.15	0.15	0.35	0.4	48.6	38.33	0.41	0.19	0.2	0.3	0.28	0.1	2.1	0.17	0.3	0.3	0.13	0.31	0.4	0.31	0.4	0.31	0.4
Na ₂ O	0.28	0.59	0.7	1.3	1.4	0.48	0.41	0.36	0.4	0.8	0.63	0.5	0.03	—	2.8	2.7	2.0	1.7	1.0	1.1	1.0	1.1	1.0	1.1
K ₂ O	0.11	3.02	3.1	3.7	3.6	0.3	0.22	1.68	1.6	4.41	4.5	4.6	4.45	3.9	0.58	0.7	1.6	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6
P ₂ O ₅	0.04	0.09	0.13	0.14	0.16	0.03	0.05	0.08	0.10	0.07	0.09	0.14	0.14	0.35	0.08	0.09	0.09	0.11	0.08	0.09	0.18	0.21	0.18	0.21
H ₂ O	0.71	3.50	4.73	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42	1.52	0.42
CO ₂	37.1	0.88	0.92	37.2	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42	11.42
Summe	100.04	100.12	100.43	100.34	100.40	100.14	100.36	100.10	100.38	99.90	100.56	99.86	99.93	100.09	99.98	100.26	100.33	101.10	100.08	100.31	100.00	100.55	100.00	100.55
(ppm)																								
Cr	a.b.	a.b.	a.b.	62	72	78	51	90	169	81	69	75	81	69	75	81	69	75	81	69	75	81	69	75
Co	"	"	"	25	18	30	37	50	61	22	50	54	22	50	54	22	50	54	22	50	54	22	50	54
Cu	"	"	"	"	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.
Ni	"	"	"	28	38	62	24	53	52	37	40	37	40	37	40	37	40	37	40	37	40	37	40	37
Ba	"	"	"	11	62	155	103	60	6	59	60	205	59	60	205	59	60	205	59	60	205	59	60	205
Sr	"	"	"	2415	1175	61	117	61	185	474	316	45	474	316	45	474	316	45	474	316	45	474	316	45
F	"	"	"	2	24	49	50	33	8	36	42	59	36	42	59	36	42	59	36	42	59	36	42	59
Zn	"	"	"	"	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.	a.b.

*Gesamteisen als Fe₂O₃; n.b.=nicht bestimmt.

Tab. A12 : Chemische Analysen von Kalksilikatschiefer und Serpentiniten aus der Schieferhülle

Proben	143-A	143-B	231		242	1.23	261		255-5		255-8	255-10
Kompon.	NaO	NaO	NaO	RFa	NaO	NaO	NaO	RFa	NaO	RFa	NaO	NaO
SiO ₂	1.5	39.7	36.1		11.2	35.4	35.2		40.4		8.2	30.0
TiO ₂	0.02	0.43	0.41	0.44	0.22	0.19	0.28	0.26	0.19	0.13	0.11	0.19
Al ₂ O ₃	0.25	9.6	15.0	15.1	3.66	3.2	3.6	3.7	17.3	17.85	1.94	1.1
Fe ₂ O ₃	3.5	13.06	3.75	3.9	4.59	1.8	1.8	2.8	8.22	10.5	2.15	1.1
FeO	0.45	0.11			0.81	0.9	0.93		2.21		0.1	0.1
MnO	0.41	0.61	0.03		0.52	0.49	0.37		0.28		0.12	0.14
MgO	1.31	0.31	31.1	31.1	2.6	2.3	2.7	2.6	5.88	6.1	1.41	24.1
CaO	51.62	20.17	1.95	2.0	41.68	30.8	30.68	30.4	16.1	18.1		1.1
Na ₂ CO ₃	0.11	0.1	0.14	0.2	0.14	0.14	0.14		0.1	0.1		0.1
K ₂ CO ₃	0.01	0.01	0.02	-	0.19	0.14	0.05	-	0.02		0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.43	0.03	0.04	0.41	0.04	0.07	0.08	0.01	0.01	0.02	0.1
H ₂ CO ₃	1.95	1.65	11.60		0.93	0.5	0.5		2.9		2.1	0.1
CO ₂	40.1	10.7	0.15		33.2	24.0	23.6		1.5		5.1	11.1
Summe	100.13	99.04	100.28	100.66	99.95	99.98	100.02	100.05	99.46	99.20	99.91	100.04
(ppm)												
Cr	58	n.b.	n.b.		58	116	103		n.b.		111	332
Co	14	"	"		28	27	28		"		11	48
Cu	n.b.	"	"		23	n.b.	65		"		11	15
Ni	88	"	"		71	121	95		"		507	1111
Ba	-	"	"		15	2	1		"		-	1
Str	92	"	"		313	403	428		"		67	104
Y	1	"	"		15	9	11		"		3	2
Zn	n.b.	"	"		29	n.b.	30		"		20	44

143-A bis 261 = Kalksilikatschiefer

255-5 bis 255-10 = Serpentinite

*Gesamteisen als Fe₂O₃; n.b.=nicht bestimmt.

Tab. A13 : Chemische Analysen von Smirgeln

Proben	701	702	703	704	705	706	707	708	709	710	711	Mittelw.	ÖNAY 1949	WIPPERN 1964 VI
Kompon.	Naß	Naß	Naß	Naß	Naß	Naß	Naß	Naß	Naß	Naß	Naß	Wert		
SiO_2	9,94	5,49	6,84	6,87	5,92	14,9	15,1	30,8	8,3	9,2	21,3	12,24	6,3	6,59
TiO_2	3,00	4,00	5,05	2,56	3,55	2,63	3,47	2,23	3,23	3,43	2,57	3,25	3,14	3,24
Al_2O_3	48,9	61,9	48,5	56,4	64,5	46,4	61,2	45,1	56,6	55,8	45,1	51,47	64,78	60,24
Fe_2O_3	20,41	17,37	24,2	19,22	16,3	14,13	4,18	15,2	17,07	17,84	3,52	15,40	14,68	28,62
Feo	12,6	6,8	9,0	9,9	4,1	13,9	7,8	2,2	9,4	8,9	19,4	9,4	6,24	
NaO	0,10	0,04	0,08	0,09	0,04	0,19	0,09	0,01	0,08	0,08	0,12	0,08	0,04	
MgO	0,77	0,36	0,48	0,40	0,25	1,04	1,46	0,13	0,69	0,52	1,33	0,65	0,17	
CaO	0,13	0,12	0,17	0,54	1,31	1,11	0,43	0,92	0,86	0,00	0,18	0,12	1,14	
Ba_2O	0,00	0,29	0,00	0,00	0,18	0,00	0,09	0,39	0,08	0,00	0,00	0,09	0,71	
K_2O	0,02	0,08	0,00	0,01	0,03	0,05	0,12	1,23	0,03	0,05	0,23	0,17	0,22	
P_2O_5	0,05	0,03	0,10	0,05	0,13	0,39	0,04	0,21	0,26	0,02	0,03	0,12	0,01	
B_2O	3,97	3,33	3,68	3,66	2,74	4,83	5,99	1,39	3,12	5,92	6,1	4,25	2,15	
SO ₂	0,16	0,13	0,17	0,35	0,84	0,51	0,12	0,11	0,27	0,14	0,14	0,27		
Summe	100,05	99,94	100,07	100,05	99,87	100,08	99,79	99,92	99,99	99,90	100,02	99,97	100,08	98,69
(ppm) %														
Cr	228	210	254	147	140	164	193	177	190	189	162			
Co	210	211	154	253	271	170	154	77	246	153	122			
Cu	15	12	13	14	13	17	20	28	14	14	21			
Bi	185	166	196	218	97	234	71	102	177	224	176			
Ba	1	2	-	-	1	1	4	42	1	1	8			
Ar	29	10	4	7	308	64	58	101	180	9	32			
T	182	101	30	51	135	222	58	188	319	84	89			
Zn	64	153	72	40	17	84	69	85	29	73	91			
CIPI-Serie														
Q	8,4	5,1	6,3	6,2	4,2	8,7	9,6	22,6	6,3	n.b.	5,4			
ur	0,1	0,5	-	0,1	0,2	0,3	0,7	7,3	0,2	"	1,3			
ab	-	2,5	-	-	1,5	-	0,8	3,3	0,7	"	-			
an	-	-	-	0,1	0,3	-	1,1	2,5	0,8	"	-			
e	48,3	61,5	48,2	56,3	64,1	46,3	60,6	42,2	56,1	"	44,8			
en	1,7	0,7	0,9	1,0	0,6	2,5	2,9	0,3	1,7	"	3,2			
ky	1,0	-	-	-	-	9,8	5,4	-	-	"	28,7			
ort	30,4	10,5	14,6	24,7	3,1	20,5	5,9	0,6	21,2	"	5,1			
lin	-	10,0	14,20	2,2	16,2	-	-	14,75	2,4	"	-			
ll	5,69	7,62	9,58	4,86	6,71	4,99	6,60	4,24	6,13	"	4,88			
ap	0,12	0,07	0,24	0,12	0,31	0,92	0,09	0,30	0,62	"	0,07			
ee	0,11	0,14	0,07	0,79	1,91	1,06	0,27	0,25	0,61	"	0,25			
ug	0,21	0,13	0,27	-	-	0,08	-	-	-	"	0,06			

V = ÖNAY (1949), Mittelwert aus 5 Smirgelanalysen

VI = WIPPERN (1964), Mittelwert aus 7 Smirgelanalysen von
Ismaildag.

*Gesamteisen als Fe_2O_3 ; n.b.=nicht bestimmt.

LEBENS LAUF

Name : Alkanoglu, Erol

Geburtstag und
Geburtsort : 18.03.1945 in Mardin/Türkei

Eltern : Musa Alkanoglu, Lehrer
Nafiye Alkanoglu, geb. Satana

Familienstand : Seit dem 26.07.1973 verheiratet mit der Dipl.
Ing. Architektin Nur Secim Alkanoglu, geb.
Gürkan, zwei Kinder.

Schulbildung : 1951-1956 Besuch der Volksschule in Mardin
1957-1962 Besuch des Gymnasiums in Mardin
Reifeprüfung im Juni 1962

Studium : WS 1964/65 bis 1969/70 Studium der Geologie
an der Universität Istanbul (10 Semester).
Diplom der Geologie im WS 1969/70.
Am 1.12.1971 Beginn des Studiums der Mineralogie
und der Arbeiten an der Dissertation an der
Ruhr-Universität, Bochum nach einem 8-monatigen
Sprachkurs im Goethe-Institut in Liblar bei Köln.

Berufsausbildung : Vom 11.09.1968 bis zum 31.01.1971 Tätigkeit als
Geologe am Lagerstätten-Forschungsinstitut
Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) in Ankara.
Im Rahmen dieser Tätigkeit erfolgte die Diplom-
Kartierung in Südostanatolien.

Wehrdienst : Im Sommer 1976 viermonatiger Wehrdienst bei der
türkischen Armee.

H-PETROGRAPHISCHE
RAND DES MENDERES

VON E.

FOTODRUCK J. MAINZ — Telefon: (02 41) 2 73 05
Neupforte 13, Nähe Markt, 5100 Aachen